Geologie

Das Nordsudetische Schiefergebirge in seinem Vorlandsanteil

INAUGURAL-DISSERTATION

zur

Erlangung des Doktorgrades

bei der

Naturwissenschaftlichen Fakultät

der

Schlesischen Friedrich-Wilhelms-Universität
zu Breslau

vorgelegt von

HANS-JOACHIM FABIAN

aus Breslau

Im Vertrieb bei der Preußischen Geologischen Landesanstalt
Berlin N 4, Invalidenstraße 44
1939

Geologie

Das Nordsudetische Schiefergebirge in seinem Vorlandsanteil

INAUGURAL-DISSERTATION

zur

Erlangung des Doktorgrades

bei der

Naturwissenschaftlichen Fakultät

der

Schlesischen Friedrich-Wilhelms-Universität
zu Breslau

vorgelegt von

HANS-JOACHIM FABIAN

aus Breslau

Im Vertrieb bei der Preußischen Geologischen Landesanstalt
Berlin N 4, Invalidenstraße 44
1939

Referent: Professor Dr. E. Bederke
Korreferent: Professor Dr. K. Spangenberg

Examen rigorosum: 1. Dezember 1937

Gedruckt mit Genehmigung der Naturwissenschaftlichen Fakultät
der Schlesischen Friedrich-Wilhelms-Universität zu Breslau

R. UNIV.
BIBLIOTHEEK
LEIDEN

Vorliegende Arbeit
erscheint gleichzeitig im Jahrbuch der Preußischen Geologischen Landesanstalt
f. 1938, Bd. 59

Digitized by the Internet Archive
in 2026

https://archive.org/details/IA41549814_0051

Das Nordsudetische Schiefergebirge in seinem Vorlandsanteil

Von Hans-Joachim Fabian, Breslau

5 Abbildungen

Inhalt

Seite

Einleitung 7

A. Übersicht 8

B. Die Gesteine des subsudetischen Schiefergebirges 9

I. Schichtenfolge 10

a) Kambrium (?) 10

1. Quarzkeratophyre und Grünschiefer 10
2. Die Grünschiefer des Pitschenberges 11
3. Der Dolomit am Domsberg 11

b) Ordovizium 12

1. Der südliche Teil des Schiefergebietes 12

α) Quarzitische, teilweise gebänderte Schiefer, Quarzite 12
β) Der Quarzit des Domsberges und seine Phosphoritführung . . 13

2. Der nördliche Teil des Schiefergebietes 18

α) Grauwacken und Grauwackenschiefer 18
β) Tonschiefer und phyllitische Schiefer 20
γ) Das Alter der Grauwacken 20
δ) Beziehungen zum Bober-Katzbach-Gebirge 21

c) Gotlandium 22

α) Kieselschiefer 22
β) Diabase 23

d) Die Kontaktzone des Striegau-Zobtener Granitmassivs 24

II. Tektonische Beobachtungen 26

a) Die Schieferung und ihr Verhältnis zur Schichtung 26
b) Die Schubklüftung 27
c) Die „Striemung“ (das „tektonische Streichen“) 27
d) Vergenz des Faltenbaues 29
e) Klüftung 29

Seite

C. Der Gneis von Gr. Wandriss 30
I. Übersicht 30
II. Beschreibung 30
III. Tektonische Beobachtungen 32
IV. Das Alter des Gneises 35
D. Bemerkungen zur geologischen Entwicklung des Schiefergebietes bis zur Gegenwart 36
E. Zusammenfassung 38
F. Schriften 38

Einleitung

Bei der geologischen Untersuchung Schlesiens hat das subsudetische Schiefergebirge bisher weniger Beachtung gefunden. Hauptsächlich lag das wohl an dem Mangel brauchbarer Aufschlüsse, dem Fehlen guter zusammenhängender Profile, an der Einförmigkeit der Gesteine, wie an dem völligen Mangel an Fossilien, die eine eindeutige Altersbestimmung hätten ermöglichen können. Die ersten wichtigeren Beobachtungen stammen von J. Roth (1867), sie sind in seinen „Erläuterungen zu der geognostischen Karte vom Niederschlesischen Gebirge und der umliegenden Gegenden" niedergelegt. Demgegenüber brachten noch G. Gürichs „Erläuterungen zur geologischen Karte von Schlesien" (1890) wenig Neues, ebenso wie die Geologie Deutschlands von R. Lepsius (1913). Einige neuere Beobachtungen lieferten erst die Untersuchungen von G. Gürich (1909, 1917) in der Gegend von Striegau und diejenigen von H. Cloos an schlesischen Granitmassiven (1920), wobei auch der „Gneis von Gr. Wandriss" und im Zusammenhang damit das Gebiet der „Jenkauer Schiefer" kurz behandelt wurde. In einer unveröffentlichten Dissertation von W. Bracht (1925) sind eingehendere tektonische Untersuchungen, d. h. vor allem Messungen von Einzelelementen angestellt worden. Eine zusammenfassende Übersicht über das „vorsudetische Schiefergebirge" und eine Darstellung des Granitmassivs von Striegau-Zobten gab erst L. von zur Mühlen (1926). Indessen ließ diese Arbeit, die einige irrtümliche Feststellungen enthält, wichtige Fragen noch offen. Bezüglich der Altersfrage wiederholte sie hauptsächlich die älteren Anschauungen, ohne eine Gliederung der umfangreichen Gesteinsserie zu geben. von zur Mühlen war der Ansicht, daß die gesamte Schieferserie in das Silur gestellt werden müsse, eine Anschauung, die auch G. Berg letzthin äußerte (1936).

Demgegenüber hat E. Bederke (1934) — und auch (mit gewissen Vorbehalten) M. Schwarzbach (1936) — die Meinung geäußert, daß die „Jenkauer Schiefer" vielleicht nicht dem Silur, sondern dem Algonkium zuzuordnen sind. Es war nun die Aufgabe, diese Fragen zu untersuchen, d. h. die allgemein-geologischen und die Altersverhältnisse zu klären. Dies wird dadurch besonders erschwert, daß vielfach geeignete Aufschlüsse fehlen; die ehemaligen Steinbrüche sind weit verstreut und meist stark verwachsen. Sie sind vor allem getrennt durch weite Strecken, auf denen das vielfach ziemlich mächtige Tertiär und Diluvium alles verdecken und sogar eine Lesestein-

geologie unmöglich machen. So lassen sich oft keine eindeutigen Beweise liefern, sondern in manchen Fällen nur Wahrscheinlichkeitsschlüsse ziehen.

Die vorliegende Arbeit wurde von Herrn Prof. Dr. E. Bederke in Breslau angeregt. Für seine stete Förderung und Beratung in Institut und Gelände erlaube ich mir auch an dieser Stelle zu danken. Ebenso unterstützten meine Arbeit durch Beratung, Diskussion und gelegentliche Hinweise die Herren Prof. Dr. K. Spangenberg, Dozenten Dr. W. E. Petrascheck und Dr. M. Schwarzbach, denen mein Dank in gleicher Weise gilt.

A. Übersicht

Die vorliegende Untersuchung erstreckt sich auf jenen Abschnitt der Vorlandscholle, der etwa östlich der Linie Liegnitz—Jauer liegt, im S vom Sudetenrandbruch und dem nördlichen Kontakt des Striegau—Zobtener Granitmassivs, dem Zobtenmassiv, im O von der sog. Schlesischen N—S-Zone begrenzt wird. Es ist dies der Vorlandsanteil des von H. Cloos (1922) so genannten „Nordsudetischen Schiefergebirges", das sowohl das Bober-Katzbach-Gebirge, wie das Gebiet des Vorlandes umfaßt. In vorangegangenen Arbeiten wird das eben näher umgrenzte Gebiet als „vorsudetisches Schiefergebirge" bezeichnet, doch empfiehlt es sich, dafür die Bezeichnung „subsudetisch" zu wählen, um Mißverständnissen (etwa der Beziehung zur „sud. Phase") vorzubeugen. Im übrigen ist der Begriff „subsudetisch" bereits — in Verbindung mit der „Braunkohlenformation" — eingeführt.

Auf die Kontaktzone des Granitmassivs wird nur, wenn nötig, genauer eingegangen. In der Hauptsache interessiert hier vielmehr der von der Kontaktmetamorphose verschonte Teil der Schiefer, der sich nördlich der Kontaktzone befindet. Es handelt sich dabei nicht um ein Gebirge im wörtlichen, sondern geologischen Sinne, betragen doch die einzigen Höhen in dieser Landschaft im Höchstfalle 296,8 m (Domsberg) oder 273 m (Pitschenberg). Es ist ein hügeliges, von flachen, breiten Rücken und wenigen Tälern durchschnittenes Gelände, das nach N zu sanft in die eigentliche Ebene ausläuft.

Die wichtigsten Aufschlüsse liegen im Bereiche der Meßtischblätter Kuhnern und Jauer (Osthälfte), nach O zu kennt man über Tage anstehende Schiefer nur noch in Kontaktnähe. Sonst ist man durch einige Bohrungen über die Tiefenlage des Schiefergebirges unterrichtet, doch erlauben diese natürlich keine Schlüsse auf das Alter der erbohrten Gesteine usw. Im W liegen die äußersten Aufschlüsse bei Mankelwitz (südöstlich Liegnitz, Bl. Wahlstatt), südlich von da bei Nieder-Hertwigswaldau und südlich Lobris (Bl. Jauer). Im N waren es Aufschlüsse, die beim Bau der Reichsautobahn geschaffen wurden, so bei Gr. Wandriss und bei Eisendorf (Bl. Wahlstatt und Kuhnern). Aus der jüngeren Bedeckung tauchen nach O hin nur noch die Grünschiefer des Pitschenberges und solche bei Viehau auf, während die Glimmerhornfelse und Amphibolite von Bl. Mörschelwitz, westlich Rosenau und bei Marxdorf, schon in der Kontaktzone gelegen sind. Erst östlich der Zobtengruppe finden wir dann normale Gesteine wieder (Tonschiefer, Kieselschiefer bei Stein und Wolfskirch).

Außerhalb dieses Gebietes streichen bei Tentschel und Kunitz Quarzgänge aus. Bei Wahlstatt wurde in einer Bohrung bei + 16 m das Grundgebirge angefahren, dann hat die Tiefbohrung Pfaffendorf b. Liegnitz in 113 m Tiefe bei + 7 m Glimmerschiefer erreicht, die Bohrung Kuchelberg (Bl. Kunitz) in 193 m Tiefe bei — 58 m unter Tertiär Talkschiefer, Quarzgänge und Glimmerschiefer. Das alles läßt darauf schließen, daß hier die Fortsetzung des subsudetischen Schiefergebirges zu suchen ist. Möglicherweise liegt seine Grenze an der Bruchlinie, welche die Vorlandscholle vom sog. Außenland trennt und zwischen Rohrquell[1]) bei Rothbach und Kanth gegen NW streicht, wo bei Gr. Peterwitz in + 101 m ebenfalls kristalline Schiefer erbohrt wurden. Im W reicht das Schiefergebirge wahrscheinlich bis in die Gegend von Sprottau, wo außer einer Bohrung westlich Mallmitz allerdings nichts weiter bekannt ist. Es wurden dort in etwa 145 m Tiefe bei — 22,5 m Schieferton mit Schiefertrümmern. Kieselschiefer und Lydite angetroffen.

Das subsudetische Schiefergebirge umfaßt den älteren Gneisgranit von Gr. Wandriss, Diabase, Grünschiefer, Quarzkeratophyre (mit Tuffen?), sowie eine ziemlich eintönige Schieferserie, die aus Grauwackenschiefern, Tonschiefern, Phylliten, Quarziten und Kieselschiefern besteht, wozu sich die kontaktmetamorphen Hornfelse, Amphibolite und Graphitquarzite der nördlichen und südlichen Kontaktzone des jüngeren Zobten—Striegauer Granitmassivs gesellen.

Auffallend ist die im allgemeinen geringe epizonale Metamorphose, deren Kennzeichen Neubildungen wie Serizit, Chlorit und Albit sind. Stellenweise hat allerdings auch Biotitneubildung stattgefunden. Die Metamorphose fällt nach den im Bober-Katzbach-Gebirge gewonnenen Ergebnissen zusammen mit der Anlage der Scherflächen (Schieferung) in die kaledonische Gebirgsbildung. Die subsudetischen Schiefer haben demnach ein vordevonisches Alter. Das Hauptstreichen ist herzynisch, gegen O zu geht es aber zunächst in ein ost—westliches über und wird dann nordöstlich. An der schlesischen Nord—Süd-Zone kommt es zu einer Scharung mit der Streichrichtung dieser Zone. Es ist dies eine wesentliche Erscheinung im Gebirgsbau der Sudeten, die als „Virgation" oder als „mittelsudetische Scharung" bezeichnet und mit der tektonischen Stellung des Eulengneisblockes in Verbindung gebracht wird.

B. Die Gesteine des subsudetischen Schiefergebirges

Wie schon erwähnt, wurde für die „Jenkauer Schiefer" von den älteren Autoren durchwegs ein silurisches Alter angenommen. Der erste, welcher sich eindeutig darüber geäußert hat, war G. Gürich. Seine Altersdeutung stützte sich auf den Fund eines kontaktmetamorphen Schiefers bei Kohlhöhe, der Graptolithen führen sollte. Dies hat sich aber als Irrtum herausgestellt, da die vermeintlichen Graptolithen sich als Kontaktmineralien erwiesen haben. In der Literatur ist darauf jedoch nur in der unveröffentlichten Dissertation von W. Bracht (1926, S. 40) hingewiesen worden. G. Berg (1936, S. 4) führt wiederum Graptolithen an: „An den Sattelkern (oder Horst) des Gr. Wandrisser Gneises legt sich im W und S der Tonschiefer von

1) Früher Kraika.

Wahlstatt und Lobris, letzterer mit Graptolithenvorkommen, also mindestens z. T. obersilurisch." Diese Angabe bezieht sich nach freundlicher Mitteilung von Herrn Prof. Dr. Berg an Herrn Dr. Schwarzbach (Breslau) indirekt auf die Veröffentlichung von Gürich 1906. Es handelt sich hierbei um den Fund eines graptolithenführenden Gerölls in einer Kiesgrube von Alt-Jauer. Aber schon von zur Mühlen hat darauf hingewiesen, daß dieser Fund nicht zu irgendwelchen Folgerungen führen dürfte, da das Geröll entweder diluvial von N her verschleppt sein oder auch von einem Kieselschiefervorkommen des Bober-Katzbach-Gebirges stammen kann, zumal Gürich selbst bemerkt, daß die übrigen am Fundort vorkommenden Gerölle auf eine Herkunft von dort hindeuteten. Mit diesen Beweisen konnte also das silurische Alter nicht als gesichert gelten. Um nun diese Frage zu klären, wurden die vorliegenden Untersuchungen eingeleitet, nach deren Abschluß sich eine Gliederung ergibt, die eine wahrscheinlich kambrische Eruptivstufe, eine ordovizische Grauwacken-Tonschiefer-Quarzit-Serie und eine gotlandische Kieselschiefer-Diabas-Folge umfaßt.

I. Schichtenfolge

a) Kambrium (?)

Die ältesten Gesteine innerhalb des subsudetischen Schiefergebirges sind wohl in den am Domsberg und Buhnberg auf Bl. Kuhnern aufgeschlossenen Eruptiva zu sehen.

1. Quarzkeratophyre und Grünschiefer

Im großen Steinbruch des Domsberges sind auffallend violette Gesteine aufgeschlossen, die eine Mächtigkeit von mehr als 15 m haben. von zur Mühlen bezeichnet sie als „blauschwarze, quarzreiche, dolomitische . . . Phyllite". An anderer Stelle spricht er von „blauschwarzen, mit weißen Flecken durchspickten phyllitischen Kalkknotenschiefern", die er als jenen sehr ähnelnd bezeichnet. Es handelt sich bei diesen Schiefern um teils recht kräftig geschieferte, teils mehr massige und dann ziemlich harte, dichte Gesteine von meist violetter, bisweilen grünlichgrauer Farbe. Stellenweise sind sie löcherig und ausgewittert, die Hohlräume sind dann oft von Brauneisenmulm erfüllt. Wie man an frischen Stücken erkennt, ist hier Kalzit ausgewittert. Es handelt sich offensichtlich um Mandelsteintextur. Stellenweise sind aber auch größere Kalklinsen zu beobachten. Äußerlich ähneln die violetten Gesteine mitunter den von E. Zimmermann auf Bl. Bolkenhain als „tD" bezeichneten „Diabasbrekzie und Tuff, oft verbunden mit violetten Tuff- und Tonschiefern". U. d. M. erkennt man in einer feinschiefrigen Grundmasse in wechselnder Menge albitischen Feldspat, Quarz, Chlorit- und Serizitschüppchen, stellenweise Kalzit. Die Anordnung der Gemengteile, insbesondere der Feldspäte, entspricht der intensiven Schieferung. Porphyrische Struktur ist nicht vorhanden. Aus der feinschiefrigen Grundmasse heben sich nur wenige neu gebildete, etwas größere Albite und mitunter größere Quarzkörner hervor. Bemerkenswert ist vor allem die starke Durchstäubung mit Eisenerz, auf das die Violettfärbung zurückzuführen ist. „Die dunkle Färbung ist" also nicht „organischen Ursprungs" (von zur Mühlen), und es handelt sich nicht um „Streifen einer kohligen Masse, die die Schichtung andeutet". Es handelt sich bei diesem Gestein überhaupt nicht um irgendwelche Schiefer sedimentären Ursprungs, sondern um Quarzkeratophyre, z. T. vielleicht auch um

Tuffe. Im mikroskopischen Bild ergeben sich gewisse Ähnlichkeiten zu manchen Keratophyren des Bober-Katzbach-Gebirges. Im allgemeinen sind dies zwar graugrüne bis rötliche Gesteine, doch ist ja die Farbe kein Merkmal von Bedeutung. Die Quarzkeratophyre des Domsberges dürften, wie im östlichen Bober-Katzbach-Gebirge, dem Kambrium angehören, das ja auch in Böhmen durch eine Eruptivstufe mit Keratophyren (Pürglitz-Rokycaner Eruptivzug) ausgezeichnet ist. Jedenfalls sind aus anderer Zeit Keratophyre im Bober-Katzbach-Gebirge nicht bekannt.

Zusammen mit den Quarzkeratophyren, und zwar als Einlagerung, kommen am Domsberg in geringer Mächtigkeit auch Grünschiefer vor, darunter Diabastuffe und -Mandelsteine, die das gleiche Alter wie die Keratophyre besitzen. Ihnen entsprechen die Grünschiefer des Buhnberges, die mit denen des Domsberges einem einheitlichen Eruptivzuge angehören dürften, obgleich zwischen Domsberg und Buhnberg keine verbindenden Aufschlüsse vorhanden sind.

Die Eruptiva des Domsberges sind umgeben von einem Mantel jüngerer (ordovizischer) Schiefer, innerhalb deren sie in einer Art Aufsattelung auftreten, die durch Störungen gegen die Schiefer begrenzt ist.

2. Die Grünschiefer des Pitschenberges

Wahrscheinlich kambrisch sind wohl auch die Grünschiefer des Pitschenberges (Bl. Ingramsdorf), obgleich eine sichere Altersbestimmung in diesem Falle schwierig ist, genau wie im Bober-Katzbach-Gebirge, wo das Alter der Grünschiefer bisher auch nicht immer genau bestimmt werden konnte. Jedenfalls ist die von zur Mühlen'sche Deutung als frühes Unterdevon auf jeden Fall unrichtig. Für das kambrische Alter der Pitschenberg-Grünschiefer spricht vor allem ihre Mächtigkeit. Die am Pitschenberg in etwa 25 brauchbaren Aufschlüssen zu beobachtenden Grünschiefer sind helle, graue bis graugrüne Gesteine, die im allgemeinen geschiefert, mitunter aber auch ziemlich massig sein können. U. d. M. stellt man ein meist stark „verfilztes" Gemenge von stark zerfaserten und zerrissenen Hornblendeindividuen (Uralit) mit Resten von Plagioklas, Chloritschüppchen und Erzkörnchen fest. Dazu kommt Epidot, der stellenweise, in Körnchenreihen „s" folgend, recht häufig wird. Die Grünschiefer sind demnach als Epidot-Amphibolite bzw. Prasinite zu bezeichnen. Von zur Mühlen, der bereits eine Beschreibung des Grünschiefers gegeben hat, nennt noch Prehnit, Titanit und Asbest. Den Schieferungsflächen wie Klüften folgen häufig Quarz-Albit-Gänge, -Knauern und -Kluftfüllungen, die als hydrothermale Bildungen vom Zobten—Striegauer Granitmassiv abzuleiten sind. Ein größerer Karbonatgehalt, der stellenweise vorhanden ist, deutet unter Umständen auf eine Entstehung aus Diabastuffen hin. Die in den Erläuterungen zu Bl. Ingramsdorf angegebenen phyllitischen Einlagerungen dürften nur von ganz geringer Mächtigkeit sein. Dieselbe Karte gibt auch südwestlich Viehau Phyllite an, die NW—SO streichen und nach SW einfallen sollen. Zur Zeit muß man sich auf Lesesteine beschränken, da das Anstehende verschüttet ist. Danach handelt es sich aber um Grünschiefer.

3. Der Dolomit am Domsberg

In dem großen verlassenen Steinbruch am Domsberg, nördlich des alten Aussichtsturmes, tritt im Liegenden der violetten Schiefer riffartig oder als

Linse ein grauer, massiger, feinkristalliner Dolomit auf, dessen Mächtigkeit und Ausdehnung schwer anzugeben ist. Er scheint auf kurze Entfernung (12 m) bereits auszukeilen und mindestens 2 m mächtig zu sein. Von Quarz ist der Dolomit wie auch die umgebenden grünlichen, chloritführenden Schiefer reichlich durchtrümert. Was das Alter des Dolomits anbetrifft, so dürfte auch dieses kambrisch sein, denn die Zugehörigkeit des Dolomits zur Eruptivstufe ist sehr wahrscheinlich.

Vorkommen von kristallinen Kalken oder Dolomiten fehlen sonst im subsudetischen Schiefergebirge, abgesehen etwa von dem Kalksilikathornfels in der Kontaktzone bei Järischau, der nicht mehr aufgeschlossen ist. Der bei J. Roth von dort erwähnte Marmor scheint völlig abgebaut worden zu sein.

b) Ordovizium

Innerhalb des westlichen Teiles des subsudetischen Schiefergebirges lassen sich zwei Abschnitte deutlich unterscheiden, ein nördlicher (bzw. nordwestlicher), in dem Grauwacken vorherrschen, die vielfach mit dunklen Tonschiefern und Quarziten wechsellagern, und ein südlicher, in dem Grauwacken fehlen. Die Grenze zwischen diesen beiden Abschnitten verläuft etwa von Lobris nördlich am Domsberg vorbei nach Dromsdorf.

1. Der südliche Teil des Schiefergebietes

α) Quarzitische, teilweise gebänderte Schiefer, Quarzite

In diesem Teil des Schiefergebirges sind hauptsächlich phyllitische Tonschiefer, quarzitische Schiefer und gelegentlich Quarzite verbreitet. Besonders gut können diese Gesteine im Gebiete des Sanderwaldes, beim Forsthaus Kohlhöhe, an den Beerbergen und am Buhnberg, teilweise auch im Anstehenden, beobachtet werden. Aussehen und Beschaffenheit dieser Schiefer ist großem Wechsel unterworfen. Im Gebiete des Sanderwaldes sind sie oft gebändert, d. h. dunkle und hellgraue, auch olivgrüne und helle Lagen wechseln miteinander, ebenso tonige mit feinsandigen. Feinsandige, hellgraubraune Schiefer findet man vor allem zwischen Kuhnern und Eichberg. Innerhalb der Sanderwaldschiefer kommen auch wenig mächtige Quarzite vor, sie sind grau bis dunkelgrau, sehr feinkörnig, geschiefert, teilweise recht glimmerarm und können in quarzitische Schiefer übergehen (nordöstlich Kohlhöhe). Über die Gesamtmächtigkeit dieser recht typischen Schieferserie, die in ihrer Ausbildung in gewissem Gegensatz zu den nördlich anschließenden Grauwackenschiefern steht, läßt sich wenig sagen. Drei Bohrungen beim Forsthaus Kohlhöhe haben die Schiefer bis 45 m durchsunken. Da die Schiefer jedoch gefaltet sind, können diese Zahlen kein wahres Bild geben. Für die Altersbestimmung war es notwendig, die Schiefer des Sanderwaldes mit Schiefern des Bober-Katzbach-Gebirges zu vergleichen. Hierbei ergab sich eine weitgehende Übereinstimmung mit einer Reihe von nach Schwarzbach (1938) ordovizischen Gesteinen von Bl. Kolbnitz. Diese Feststellung traf Schwarzbach auf Grund einer gemeinsamen Exkursion mit dem Verfasser in den Sanderwald; sie veranlaßte ihn, für die Schiefer des Sanderwaldes das gleiche ordovizische Alter anzunehmen. Der auf Bl. Kolbnitz in diesen Schiefern stellenweise vorkommende „Kuttenberg-Quarzit" fehlt allerdings im Gebiet des Sanderwaldes. Trotzdem ist aber die Ähnlichkeit der Schiefer so groß, daß eine Gleichstellung vollauf gerechtfertigt erscheint.

Zu der gleichen Serie gehören diejenigen Schiefer, welche am östlichen Talhang der Weidelache zwischen Bersdorf und der Mittelmühle von Lobris anstehen, sowie die hellbraunen, feinen Tonschiefer am Westausgang von Dittersdorf und wohl auch die grünlichgrauen Schiefer im Straßeneinschnitt südlich der Schule von Dittersdorf. In einem Bacheinschnitt am Teich nordwestlich Bersdorf begegnet man zuerst diesen Schiefern, die hier vielfach gebändert erscheinen, bräunliche bis grünliche Farbe haben und kleine sandige Linsen einschließen. Östlich Lobris dagegen findet man vor allem jene auch für Bl. Kolbnitz so typischen schwärzlichen, teilweise gebänderten oder fleckigen Schiefer mit oft wirr gefältelten und verquetschten „gequälten" Lagen und Linsen hellen, sehr feinkörnigen, quarzitischen Materials, welche auch im Sanderwald anzutreffen sind. Am Dorfausgang von Lobris sind sie teilweise verquarzt; sie sind anstehend am Lobriser Schießstand und in dem nach Dittersdorf verlaufenden Tälchen, in Lesesteinen aber auch am Buhnberg zu finden. Für die entsprechenden Gesteine auf Bl. Kolbnitz hat Schwarzbach ein oberordovizisches Alter angenommen. Dieses Alter trifft auch für die genannten subsudetischen Schiefer zu, die bei Lobris von gotlandischen Kieselschiefern unmittelbar überlagert werden. Nach N zu gehen bei Lobris die schwärzlichen, fleckigen Tonschiefer zunächst in gebänderte, feinquarzitische Gesteine über, die von zahlreichen Quarzknauern und -adern durchsetzt sind. Teilweise sind sie steil aufgefaltet, so daß ihre Schichtung von einer Schieferung transversal geschnitten wird. Bis zur Mittelmühle von Lobris geht aus diesen gebänderten Quarziten ein dunkler, geschieferter Quarzit hervor, der reichlich Pyrit führt und wiederum in quarzitische Schiefer übergeht, in denen östlich der Mittelmühle ein massiger, dunkler, wenig mächtiger Quarzit eingelagert ist. Von hier nach N reicht dann das Gebiet der Grauwackenschiefer bis zum Gneis von Gr. Wandriss.

Außer den bisher genannten Vorkommen sind zu den beschriebenen Schiefern noch die folgenden zu stellen. Beim Bau der Reichsautobahn Breslau—Liegnitz wurden an zwei jetzt nicht mehr zugänglichen Stellen südlich und westlich Eisendorf (Bl. Kuhnern) Aufschlüsse geschaffen. Die seinerzeit entnommenen Proben — es handelt sich um einen schwärzlichen, „fleckigen" Tonschiefer — lassen eine Zuordnung des Vorkommens zum Ordovizium zu. Desgleichen gehören hierher die östlich und südlich Dromsdorf aufgeschlossenen hellen, teilweise grünlichen, auch gebänderten quarzitischen Tonschiefer, die in ganz ähnlicher Ausbildung auch am Domsberg wiederkehren, wo sie das Hangende der Eruptivstufe bilden.

β) Der Quarzit des Domsberges und seine Phosphoritführung

Innerhalb der hellen, stellenweise glimmerreichen und gebänderten quarzitischen Tonschiefer am Domsberg, welche über den Quarzkeratophyren und Grünschiefern liegen, ist eine 2—3 m mächtige Bank eines Quarzits eingelagert. Dieses Vorkommen ist in einem kleinen verlassenen Steinbruch westlich des Aussichtsturmes, dem sog. Blaubruch aufgeschlossen. Seine Längsausdehnung beträgt, soweit aufgeschlossen, im Streichen etwa 12 m. Es handelt sich, soweit man feststellen kann, um eine Art Linse, deren baldiges Auskeilen nur teilweise tektonisch bedingt sein mag. An der Grenze

gegen die Schiefer, die auf der westlichen Seite des Bruches mit südöstlichem Fallen aufgerichtet und aufgesattelt sind, sind diese in einer schmalen Zone zerrieben. Doch handelt es sich hier weniger um eine Störung größeren Ausmaßes, als vielmehr um eine Folge der Materialverschiedenheit bei der Bewegung. Der Quarzit selbst ist massig, kaum geschiefert, sehr dicht, beinahe hornfelsartig erscheinend, schwarz mit manchmal grünem Anflug und gelegentlich oberflächlicher Ausbleichung. von zur Mühlen beschrieb bereits diesen Quarzit kurz und führte auch das Vorkommen von Einschlüssen an, die ein Konglomerat vermuten ließen. Er spricht von „Tongallen und vor allen Dingen noch erkennbaren bis haselnußgroßen weißen Quarzgeröllen". Ähnliche „Geröllkonglomerate" seien auch am Granitkontakt des Streitberges beobachtet worden. „Ihrer Herkunft nach gehören diese Quarzite zu geröllführenden Sandzwischenschichten zwischen den ehemaligen Tonen". Der Quarzit mit seinen „Einschlüssen" wurde näher untersucht. Diese treten nicht durchgängig oder in gleichbleibender Verteilung innerhalb des Quarzits auf, sondern nur in wenigen schmalen Zonen, wo sie dann auch nur stellenweise, dort allerdings bisweilen sehr zahlreich angereichert sind. Von diesen Einschlüssen konnten makroskopisch nur die Quarzgerölle identifiziert werden. Die übrigen Einschlüsse erschienen als entweder dunkle, graue bis schwarze, manchmal hornsteinähnliche, oder hauptsächlich als helle, erdige und zersetzte „Gerölle".

Die Größe der Gerölle wurde an einigen Stücken gemessen. Dabei schwankte der Durchmesser bei den Quarzgeröllen zwischen 12,8 mm und 2,6 mm, bei den schwarzen „Geröllen" zwischen 14 und 6 mm und bei den hellen, erdigen zwischen 8,9 und 3,5 mm (jeweils der größere Durchmesser ist hierbei angegeben).

Der Quarzit selbst besteht aus ziemlich gleichmäßig großen Quarzkörnchen, deren Durchmesser allgemein zwischen 0,14—0,20 mm liegt; seltener sind Werte, wie 0,25 bzw. 0,08—0,10 mm. Er hat eine Rekristallisation durchgemacht. Die Zwickel zwischen den Quarzkörnchen werden von kleinen Chloritschüppchen, hier und da Biotitblättchen, sowie von wenig graphitischer Substanz ausgefüllt. Die Quarzkörnchen haben undulöse Auslöschung, sie sind nicht kantengerundet, teilweise gestreckt und mit Chloritschüppchen verwachsen. Häufig ist jedes einzelne Quarzkorn vollständig von der Zwischenmasse umgeben. Einzelne Zirkon- und Apatitkörnchen werden auch darin gefunden, in einem Schliff (F 64) war „s" folgend ein Streifen von Zirkonkörnchen als Anreicherung zu beobachten. Als besonders interessant erwiesen sich die bis dahin nicht richtig erkannten „Gerölle" oder „Einschlüsse" des Quarzits. Sie erscheinen im gewöhnlichen Licht hellgraubraun, in manchen Stücken hellgelb. Bei Nicols unter schwacher Vergrößerung sind sie dunkel, jedoch nicht ganz gleichmäßig, so daß von Isotropie nicht gesprochen werden kann.

Eine zutreffende Deutung der Einschlüsse gelang zunächst nicht. Herr Prof. Dr. Spangenberg-Breslau, dem ich das Material zur Prüfung vorlegte, stellte indessen freundlicherweise fest, daß es sich bei dem fraglichen Material um Phosphoritkonkretionen handele, wie von ihm zunächst optisch, danach auch durch chemische Analyse nachgewiesen wurde (P_2O_5 in zwei verschiedenen Proben bestimmt zu 10,08 % und 7,30 %). Der Phosphorit bildet im Quarzit Konkretionen. Im großen kann man drei Arten von solchen Konkretionen unterscheiden, reine Phosphoritkonkretionen, Quarz-Phosphorit-

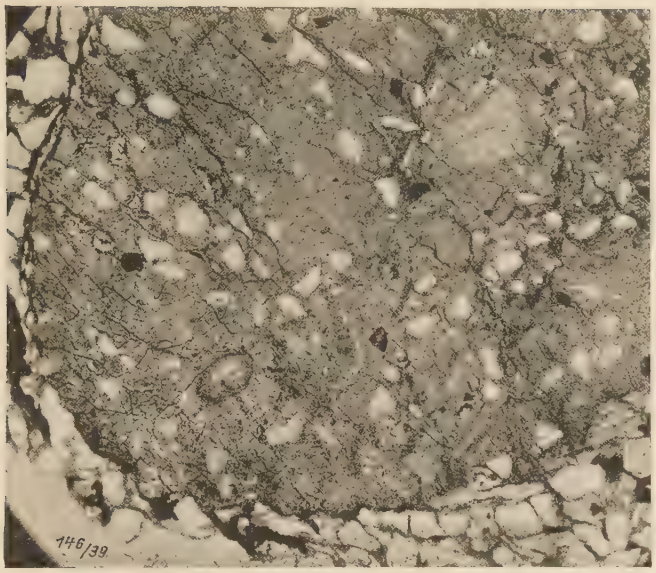

Abb. 1. Phosphoritkonkretion aus ordoviz. Quarzit (Domsberg, Bl. Kuhnern). Quarzkörnchen und Nester von Apatit sind zu erkennen. 40-fach, mit Polarisator

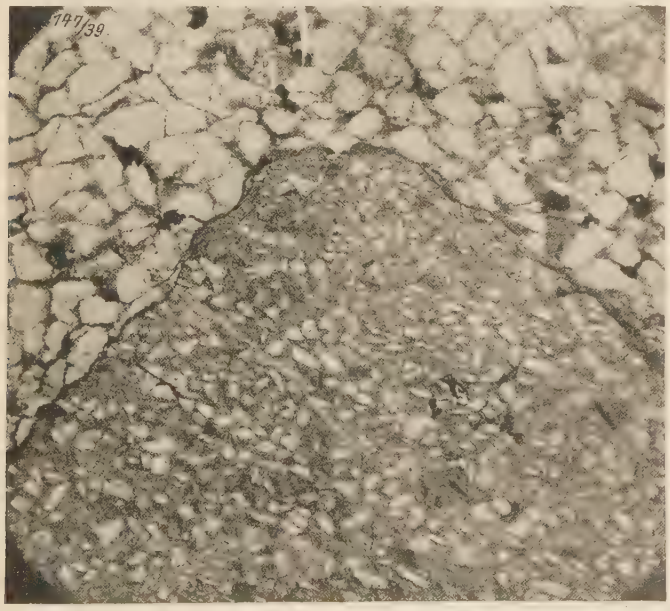

Abb. 2. Quarz-Phosphoritkonkretion in ordoviz. Quarzit (Domsberg, Bl. Kuhnern). In der dunkleren Phosphoritmasse Quarzkörnchen, sowie Körnchen und Nester von Apatit, 40-fach, mit Polarisator

konkretionen und Phosphorit mit Biotit. Auch ihre Form ist verschieden. Sie sind entweder allseits gerundet und gegen den umgebenden Quarzit gut abgegrenzt, so daß an Konkretionsgerölle gedacht werden kann, oder der Phosphorit ist zwar konkretionär angereichert, aber gegen den umgebenden Quarzit undeutlich abgegrenzt, zementiert also die Quarzkörnchen. In allen Konkretionen erkennt man bei Anwendung starker Vergrößerungen Körnchen und Nester eines hellen Minerals mit hoher Lichtbrechung und schwacher Doppelbrechung, das sich konoskopisch als optisch einachsig und damit als Apatit erweist. In den Fällen, wo der Phosphorit Quarzkörnchen umschließt bzw. zementiert, sind diese oft eckig oder splittrig, stets locker gepackt, fast immer umgibt sie ein Saum von Apatitkörnchen. Sonst liegen die Apatitkörnchen nestartig in der unreinen kryptokristallinen Phosphoritmasse oder in deren Kern. Bisweilen sind die Apatitnester so groß wie einzelne Quarzkörner. Die Größe der Quarzkörner in einzelnen Konkretionen wurde gemessen, sie ergab: (Schliff F 56) 0,02 mm, 0,06—0,1 mm (Größe der Konkretionen: 5,1 × 2,04 mm, 4,8 × 2,7 mm, 1,2 mm). Apatitkörnchen findet man auch in der umschließenden quarzitischen Grundmasse.

In anderen Konkretionen findet man bemerkenswerterweise — manchmal in großer Anzahl — grünen und bräunlichen Biotit mit deutlicher Spalt-

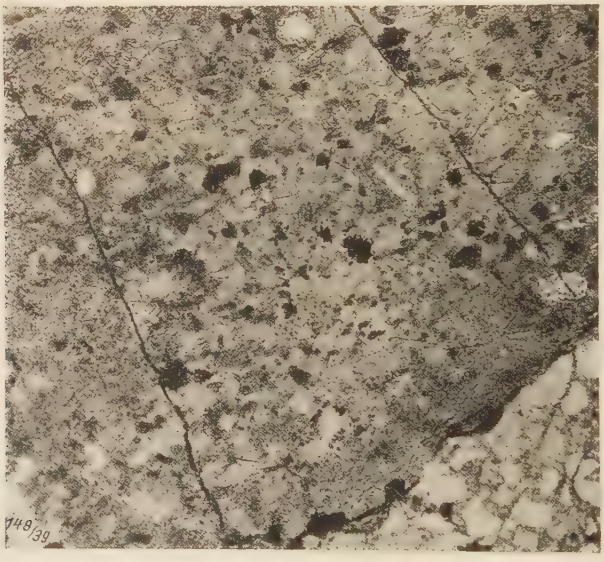

Abb. 3. Phosphoritkonkretion in ordoviz. Quarzit (Domsberg, Bl. Kuhnern) mit Biotit. Am rechten Bildrande ein größeres Apatitnest, in der Mitte des oberen Randes ein Quarzkorn mit einem Kranz von Apatitkörnchen. 43-fach, mit Polarisator

barkeit und Pleochroismus. Es sind größere Individuen, wie sie in der übrigen quarzitischen Grundmasse nicht vorkommen, sie sind regellos angeordnet, was darauf hindeuten dürfte, daß der Biotit erst im Phosphorit gebildet wurde. Die Größe der Biotitblättchen betrug in einer 3,7 × 2 mm

großen Konkretion 0,02—0,1 mm (Schliff F 55). Eine andere Konkretion von 4,7 × 4,4 mm Ausmaß umschloß Biotitschüppchen von 0,01—0,1 mm Größe und Quarzkörnchen von 0,06—0,14 mm. Eine andere Konkretion (Schliff F 56) war von einem Biotitsaum umgeben. In einem weiteren Schliff (F 64) sind eine Anzahl gelblicher Konkretionen zu beobachten. Die größte dieser Konkretionen enthält beinahe keine Quarzkörnchen. Unter starker Vergrößerung erkennt man sehr feine Biotitschüppchen, beinahe Fasern, die — wie verfilzt — wirr durcheinander liegen. Randlich liegt der Biotit stellenweise in regelrechten Nestern zusammen, ähnlich dem Apatit. Auf feinen Rissen ist sowohl Biotit wie Apatit ausgeschieden. Im „Biotitfilz" befinden sich kleinere braungelbe Konkretionen, auch Apatitnester. Der Biotit ist teilweise chloritisiert.

Außer den Phosphoritkonkretionen beobachtet man ab und zu noch andere „Einschlüsse"; Streifen mit Biotitanreicherung, mit wenig Quarz und zahlreichen Apatitnestern sowie Zirkon wurden zunächst für Grauwacke gehalten.

Ganz ähnliche Phosphorite wie die behandelten hat R. Kozłowski (1931) aus dem Kambrium von Sandomir (poln. Mittelgeb.) beschrieben, welche W. Wawryk (1932) mikroskopisch-chemisch analysiert hat; der Beschreibung und den Abbildungen nach handelt es sich dort um Quarz-Phosphoritkonkretionen. Aus den Analysen gibt Kozłowski einen Gehalt von 9,45% P_2O_5 in einer „quarzitisch-phosphoritischen Konkretion" von 12,77% im „Konglomerat" an. Von dem Gestein des Domsberges wurden zunächst durch Vermittlung von Herrn Prof. Dr. Spangenberg zwei Proben (jede für sich, zerkleinert, feinst gepulvert) durch Herrn Dr. Alaschewski-Saarau analysiert. Es ergaben sich dabei folgende Resultate, die mit den entsprechenden Zahlen von W. Wawryk verglichen werden mögen:

	I.	II.	III.	IV.
SiO_2	39,05%	42,10%	—	—
P_2O_5	5,93%	8,61%	24,52%	7,27%
$Fe_2O_3 + Al_2O_3$	24,50%	21,56%	Al_2O_3 3,66% Fe_2O_3 10,87%	4,90%
CaO	10,34%	9,78%	31,84%	10,58%
MgO	2,26%	2,53%	0,83%	0,03%

I. dunkle Gesteinsprobe vom Domsberg,
II. helle Gesteinsprobe vom Domsberg,
III. Konkretion von Sandomir (nach Wawryk),
IV. Konglomerat von Sandomir (nach Wawryk).

Zu vergleichen sind nur die Analysen I und II mit IV, da von einer einzelnen Konkretion aus dem Domsbergquarzit bisher noch keine Analyse vorliegt. Es ergibt sich nach einer Mitteilung von Herrn Dr. Alaschewski aus der Analyse, daß in der dunklen Gesteinsprobe mehr Kalk enthalten ist als der Phosphorsäure eines Tricalziumphosphates entspricht. In der hellen Gesteinsprobe dagegen reicht der Kalk nicht ganz aus. Da andererseits das Gestein ungewöhnlich hohe Anteile an Eisen und Tonerde besitze, sei

damit zu rechnen, daß ein Teil der Phosphorsäure als Eisen- und Tonerdephosphat vorliegt. Der hohe Tonerde- und Eisengehalt läßt sich natürlich auch noch durch den vorhandenen Biotit erklären, dessen Entstehung innerhalb der Konkretionen vom Glaukonit hergeleitet werden könnte. Das Zusammenvorkommen von Glaukonit, Quarz und Phosphoritkonkretionen ist ja durch zahlreiche Untersuchungen am heutigen Meeresboden nachgewiesen worden. L. W. Collet hat Phosphoritknollen gefunden, die bis über 23% Fe_2O_3 enthalten, und gemeint, daß der Eisengehalt dieser Knollen auf eine Zersetzung von Glaukonit zurückzuführen sei (K. Andrée 1917). Bezüglich der Entstehung des Phosphorits kann man wohl auf die Literatur hinweisen, ohne aber im einzelnen die Ursachen für die Entstehung der vorliegenden Phosphorite angeben zu können. Da das Vorkommen nur klein ist — der Quarzit selbst hat nur Gehalte von 0,2—0,25% P_2O_5 — hat es keinerlei praktischen Wert, die Tatsache des Vorkommens von Phosphorit an sich aber ist natürlich bemerkenswert.

2. Der nördliche Teil des Schiefergebietes

α) Grauwacken und Grauwackenschiefer

Charakteristisch für den nordwestlichen Abschnitt des Schiefergebirges sind Grauwacken und Grauwackenschiefer, wie sie typisch bei Jenkau oder

Abb. 4. Grauwackenschiefer, ordovizisch, an der Straße nach Grändorf östlich Mertschütz (Bl. Jauer). Rechts vom Hammer ist die Schichtung schwach zu erkennen (Faltung!)

etwa bei Mertschütz entwickelt sind. Sie bilden insbesondere den Burgberg bei Mertschütz, den Schieferberg nördlich Merzdorf, die Tschinschwitzer sowie die Leiper Berge. Die westlichsten Aufschlüsse dieser Gesteine liegen am Heidenberg und bei Höhe 190,9 östlich Baritsch (Bl. Jauer), die östlichsten bei Weißenleipe (Bl. Kuhnern). Im Norden reichen Grauwackenschiefer bis zum Schieferberg bei Gr. Wandriss und zum Spitzberg, sowie bis zum Galgenberg bei Grändorf. Dann verschwinden sie unter der jüngeren Decke. Offenbar stehen Grauwacken aber noch weiter nördlich im Untergrund an,

da in einer Quarzgangbrekzie vom Steinberg, zwischen Berndorf und Jahnsfeld (Bl. Gr. Tinz), sich Bruchstücke von Grauwacke finden. Bemerkenswert sind diese Gesteine durch ihren ziemlich gleichbleibenden petrographischen Charakter. Es sind graue, im angewitterten Zustand graubraune, mitunter auch dunklere geschieferte Gesteine. In den meisten Fällen tritt im Querbruch sehr deutlich Feldspat in Form hellerer Flecken hervor. Die Grauwacken bestehen hauptsächlich aus Quarz, sauren Plagioklasen und Biotit. Außerdem sind Chlorit- und Serizitschüppchen vorhanden, Muskowitblättchen, wenig Brauneisen, gelegentlich auch Körnchen von Apatit und Zirkon.

Die Gemengteile verteilen sich über mehrere Korngrößen, doch ist infolge der stattgehabten Metamorphose und Rekristallisation die ursprüngliche Korngröße und der Abrollungsgrad der Komponenten nicht mehr festzustellen. Dies muß beachtet werden. Bezüglich der Korngrößenverhältnisse werden daher nur zwei Beispiele genannt. In einer Grauwacke der Tschinschwitzer Berge betragen die Durchmesser der Quarzkörnchen 0,3—0,5 mm, bisweilen auch 1,1—1,2 mm, die der Feldspatkomponenten 0,2—0,7 mm (die beiden größten beobachteten maßen 0,8 und 1,04 mm). Die Korndurchmesser bei der feineren, überwiegend aus Quarz bestehenden Grundmasse sind 0,04—0,06 mm, können aber bis 0,1 mm steigen.

Ein Grauwackenschiefer östlich Mertschütz enthält bei einer Korngröße der Grundmasse von 0,02—0,08 mm Quarzkörnchen von 0,16—0,5 mm (größtes beobachtetes 0,71 mm). Der Durchmesser der Feldspatkörnchen ist 0,16 bis 0,41 mm. In manchen Grauwacken tritt der Feldspat beinahe ganz zurück. Hauptgemengteile sind dann Quarz und Biotit. Allothigener Herkunft sind Quarz, wohl ein Teil der Feldspäte und des Biotits. Jedoch ist überall Kataklase einerseits, wie Neukristallisation (Rekristallisation, Kornvergrößerung) andererseits festzustellen. Serizit, Chlorit, Turmalin, mindestens ein

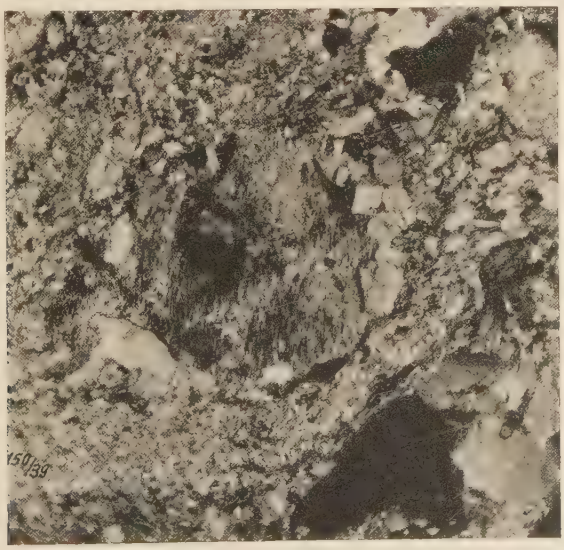

Abb. 5. Grauwacke, ordovizisch, von den Tschinschwitzer Bergen (Bl. Kuhnern) mit Schachbrettalbit. 50-fach, + Nicols

Teil des Biotits und Albits sind autigener Natur. Die stellenweise erfolgte Neubildung von Biotit ist bereits makroskopisch wahrzunehmen (auf Schieferungsflächen und Klüften, z. B. bei Jenkau, in den Tschinschwitzer Bergen), im Dünnschliff erweist sich der Biotit oft als „Querbiotit". Nach ihren Hauptkomponenten wären diese Gesteine als Quarz-Feldspatwacken zu bezeichnen.

Im großen Steinbruch von Jenkau sind auch stellenweise kalkführende Grauwacken von mindestens 5 m Mächtigkeit aufgeschlossen, die z. T. schiefrig, z. T. etwas massiger und dann mehr quarzitisch sind. Kalkgehalt ist in dem blaugrauen Gestein nicht durchgehend vorhanden. Im Dünnschliff erkennt man in einem sehr feinkörnigen Gemenge vor allem Quarz und Biotitflasern; hinzutreten Chloritschüppchen und Körnchen von Erz, das sich makroskopisch als Pyrit erweist. Serizitschüppchen sind selten eingestreut, Feldspat tritt völlig zurück. Besonders schön sind hier frische, quer zu „s" entwickelte Biotite zu sehen.

β) Tonschiefer und phyllitische Schiefer

Die Grauwackenschiefer gehen häufig in Tonschiefer oder mehr phyllitische Schiefer, stellenweise sogar in Quarzit über. Typische Phyllite sind nur seltener anzutreffen. Schon die Grauwackenschiefer weisen meist feine phyllitische Häute auf, durch die manchmal eine Bänderung des Gesteins hervorgerufen wird. Tritt der Quarz stärker hervor, so entstehen Quarzphyllite, ist ein Karbonatgehalt vorhanden, so sind es kalkige Phyllite, wie sie z. B. bei Jenkau im Übergang aus Grauwackenschiefern gefunden werden. Die Schiefer bestehen ganz allgemein aus Quarz, Biotitflasern, Chlorit und wenig Serizit. Sie sind häufig von dunklem, kohligem Pigment oder Resten ursprünglicher toniger Substanz durchstäubt. Im frischen Bruch sind sie dunkelblaugrau, oft schwarz oder grau. Die Korngröße in einem phyllitischen Tonschiefer bei Tschinschwitz z. B. beträgt 0,02—0,04 mm und weniger. Biotitblättchen darin haben größte Durchmesser von 0,04—0,1 mm. Infolge der Feinheit des Materials reagierten diese Gesteine außerordentlich gut auf Schieferung und Schubklüftung erzeugende Scherbewegungen, was man besonders gut bei Weidenwerder beobachten kann. An verschiedenen Stellen (so z. B. östlich Weidenwerder, am Hirtenberg) findet man auch wenig mächtige, oft ganz helle Serizitphyllite, die außerordentlich stark geschiefert und zerklüftet sind, so daß beinahe „faserig" erscheinende Gesteine entstehen. Im übrigen begegnet man allen Übergängen vom Tonschiefer zu Phyllit.

γ) Das Alter der Grauwacken

Für die Grauwackenschiefer war zuletzt algonkisches Alter vermutet worden, von E. Bederke (1934) und von M. Schwarzbach (1936). Durch die neueren Breslauer Untersuchungen konnte nunmehr ein ordovizisches Alter festgestellt werden. Verfolgt man das Profil entlang dem Tale der Weidelache zwischen Bersdorf und Weidenwerder (früher Skohl), so bemerkt man bereits südöstlich Schloß Lobris, daß die ordovizischen quarzitischen Schiefer allmählich in feldspatführende Grauwacken mit ausgeschmierten Tongallen übergehen. Das gleiche

ist der Fall östlich der Mittelmühle bei Lobris, wo wiederum Grauwacken mit quarzitischen Schiefern wechsellagern. Wo also die Grenze zwischen den zwei zunächst als verschieden alt angenommenen Einheiten hätte liegen müssen, ist in Wirklichkeit ein allmählicher Übergang zu beobachten. In dieser Zone erscheinen jene bereits genannten gebänderten („getigerten"), feinquarzitischen Gesteine wieder, diesmal nur etwas gröber und nur in Lesesteinen. Sie führen hier bemerkenswerterweise einzelne, meist etwa 5 mm große Gerölle eines dunklen, feinkörnigen Quarzits. Diese Geröllaufnahme leitete anscheinend die Bildung eines Konglomerates ein, das in zahlreichen Lesesteinen ebenfalls an dieser Stelle gefunden werden konnte. Seine Mächtigkeit dürfte nur gering sein. Es besteht aus Geröllen von hellem und dunklem Quarz und von sehr feinkörnigem Quarzit, wie er aus diesem Gebiet sonst nicht bekannt ist. Infolge der kräftigen Schieferung sind die Quarze (mikroskopisch) sämtlich zerbrochen und z. T. ähnlich wie die Quarzitgerölle in der Schieferung ausgezogen. Auffällig ist das Fehlen von Feldspat (in fünf Schliffen konnte nur ein kleines Bruchstück gefunden werden). Abgesehen davon aber ist das Lobriser Konglomerat dem sog. Baumgartener Quarzit von Bl. Freiburg außerordentlich ähnlich, der nach den im Gange befindlichen Untersuchungen von Herrn H. Murawski als Äquivalent des Kuttenberg-Quarzits angesehen wird. Dieser gilt bekanntlich als Leithorizont des unteren Ordoviziums im Bober-Katzbach-Gebirge. Es wäre möglich, daß auch das Lobriser Quarzitkonglomerat mit dem Baumgartener Quarzit altersgleich wäre. Da dies aber nicht sicher nachgewiesen werden kann, soll hier nur das allgemein ordovizische Alter festgestellt werden, zugleich damit die Tatsache, daß die Grauwackenschiefer des subsudetischen Gebirges, auch „Jenkauer Schiefer" genannt, nur eine besondere Fazies dieses Ordoviziums sind. Ob sie das Liegende der quarzitischen Schiefer darstellen, ließ sich nicht entscheiden, die Verhältnisse südöstlich Schloß Lobris lassen aber einen Übergang in horizontaler Richtung durchaus möglich erscheinen.

δ) Beziehungen zum Bober-Katzbach-Gebirge

Die subsudetischen Grauwacken entsprechen petrographisch vollkommen den Grauwacken des westlichen Bober-Katzbach-Gebirges (vor allem auf Bl. Greiffenberg und Bl. Liebenthal), die M. Schwarzbach (1936) auch mit den „Jenkauer Schiefern" verglichen und als algonkisch angesehen hat, wogegen G. Berg (1936) entsprechende Gesteine für Ordovizium angesprochen hatte. Neuerdings hat sich K. Pietzsch (1938), von der Lausitz ausgehend, wieder für ein algonkisches Alter eines Teils der Grauwacken eingesetzt. Nach den im subsudetischen Schiefergebirge getroffenen Feststellungen dürfte aber Berg durchaus recht behalten, und die Grauwacken des westlichen Bober-Katzbach-Gebirges dürften als ordovizisch anzusehen sein. Jedenfalls haben sie petrographisch mit den algonkischen Altenberger Schiefern des östlichen Bober-Katzbach-Gebirges nichts gemeinsam, wogegen ihre petrographische Übereinstimmung — auch im Dünnschliff — mit den subsudetischen Grauwacken ganz auffallend ist (z. B. südlich Welkersdorf oder bei Ober-Schmottseifen, Bl. Liebenthal bzw. Greiffenberg). Auftreten von Schachbrett-Albit ist beiden gemeinsam, obgleich dies allein für sich betrachtet kein Alterskriterium ist.

c) Gotlandium

α) Kieselschiefer

Die Schieferfolge des subsudetischen Schiefergebirges schließt nach oben mit Kieselschiefern ab. Bei Lobris (Bl. Jauer), am Hang östlich der Niedermühle, findet man sie in reicher Anzahl als Lesesteine in einem nach Osten ziehenden Streifen. Von hier sind sie wohl auch in den südlich anschließenden Zug diluvialer Kiese gelangt, der südlich Profen und nördlich von Bersdorf besonders mächtig entwickelt ist. Sie sind hier anstehend nicht aufgeschlossen. Es handelt sich um dichte, schwarze Gesteine mit ausgesprochener Schichtung. Meist sind sie kräftig bis zu enger Isoklinalfaltung gefaltet. Sie entsprechen äußerlich ganz den sonstigen Kieselschiefern des schlesischen Gotlandiums. Weiter nördlich kann man die Kieselschiefer auch im Anstehenden beobachten, wenn sie auch da nicht leicht zu finden sind, und zwar in zwei kleinen Aufschlüssen am Talhang südöstlich des Schlosses Lobris. Hier stehen sie bemerkenswerterweise im Verbande mit Diabas, worauf noch zurückgekommen wird. In teils massiger, teils plattiger Ausbildung trifft man dieselben Gesteine noch einmal in einem kleinen Aufschluß zwischen Lobris und Merzdorf bei Höhe 217,2. Sie sind hier nicht im Verbande mit dem Nebengestein aufgeschlossen. Dieses Kieselschiefervorkommen reicht anscheinend bis zur oberen Waldecke östlich der Mittelmühle, wo zahlreiche große Lesesteine von Kieselschiefer neben Lesesteinen von Diabas gefunden werden, was darauf hindeutet, daß sich auch hier Kieselschiefer im Verband mit Diabas befindet. Nach einer älteren Angabe hat auch eine Brunnenbohrung für die Lobris-Merzdorf-Dittersdorfer Verbandsschule bis 42 m schwarze Kieselschiefer durchsunken. Tatsächlich sind in der Umgebung dieser Schule entsprechende Lesesteine zu finden. Allerdings dürfte die Mächtigkeit der Kieselschiefer kaum 42 m betragen. Östlich von hier trifft man am Nordhang des Domsberges mitunter auf Lesesteine von Kieselschiefer; ob sie jedoch auch im Untergrunde anstehen, läßt sich nicht feststellen, da hier das Diluvium zu mächtig ist. Im ganzen gesehen, handelt es sich bei den genannten Vorkommen um drei schmale, wahrscheinlich muldenförmige Züge, die in ostsüdöstlicher Richtung streichen und durch Aufsattelungen ordovizischer Schiefer getrennt sind. Die beiden Vorkommen nordöstlich Lobris bzw. Dittersdorf wird man dabei zu einem Zuge verbinden können. U. d. M. erweisen sich die Kieselschiefer bei Lobris als ein äußerst feinkörniges Gewebe von Quarzkörnchen und fein verteilten Kohlenstoffteilchen in dicht aufeinander folgenden Lagen. Innerhalb der kohlenstoffreichen Streifen haben die Quarzkörnchen Durchmesser von 0,02- 0,04 mm, die dazwischen liegenden Lagen solche von 0,07 mm. Die ausgesprochene Zeilenstruktur und die starke Fältelung der Quarzäderchen, die quer zu „s" durchsetzen oder in „s" selbst liegen, deuten auf eine kräftige Durchbewegung hin. Die Quarzäderchen sind je dünner um so mehr gefältelt, ihre teilweise Einbeziehung in die „s"-Flächen deutlich zu beobachten. Irgendwelche, etwa einmal vorhandene organische Reste sind nach diesem Prozeß mechanischer Durchbewegung und Umkristallisation natürlich nicht mehr zu erwarten. Im Sinne von K. H. Scheumann würde man diese Kieselschiefer als „Metakieselschiefer" bezeichnen können.

Die Altersbestimmung der Kieselschiefer als obersilurisch (gotlandisch) stützt sich auf ihre stratigraphische Stellung, ihre Lage über den ordovizischen Schiefern (unter diesen sind keine Kieselschiefer bekannt). Auf

einen petrographischen Vergleich wurde verzichtet, da, wie sich zeigte, der petrographische Vergleich von Kieselschiefern zum Zwecke von Altersbestimmungen im Gegensatz zu einer teilweise vertretenen Ansicht (Dahlgrün, Fischer [1934] u. a.) nicht als verläßliches Kriterium angesehen werden kann (Fabian 1938).

Wie bereits erwähnt, steht das Kieselschiefervorkommen bei Lobris teilweise in Wechsellagerung mit Diabas. Dies ist recht bemerkenswert, weil ein gleicher Fall — obgleich sonst, z. B. in Böhmen, recht häufig — im Bober-Katzbach-Gebirge bisher noch nicht angetroffen wurde (Schwarzbach 1938, S. 69). Dort grenzen lediglich Kieselschiefer an verschiedenen Stellen an Diabas (siehe z. B. Bl. Bolkenhain!), von dem angenommen wird, daß er älter sei. Bei Lobris handelt es sich jedoch um einen gotlandischen Diabas. Bemerkenswert ist auch die enge Verknüpfung von Amphibolit und Graphitquarzit bei Domanze und Schönfeld oder den Ritterbergen bei Striegau, also im Kontaktbereich des Striegauer Granits.

Der südöstlich Lobris anstehende Diabas bzw. Grünschiefer mit den Kieselschiefern bildet eine nach O geöffnete Mulde, deren Liegendes von den Schiefern des Ordoviziums gebildet wird. Die Kieselschiefer liegen zwischen dem Diabas. Davon überzeugt man sich am südlichen Hang eines nach O verlaufenden Tälchens. Hier folgt in einem kleinen Aufschluß auf dunklen, plattigen Kieselschiefer zunächst eine schmale Schicht sandiger, braunfleckiger Schiefer, über dem mit einer schmalen lettigen Basisschicht[2]) massiger Diabas liegt. Anscheinend liegt auch unter dem Kieselschiefer Diabas. In einem höheren Niveau, etwas weiter nach S zu, folgt nochmals ein kieseliger dunkler Schiefer bis Kieselschiefer.

β) Diabase

Lobris. Der Diabas, der südöstlich von Lobris im Verbande mit Kieselschiefer steht, bildet einen Teil des östlichen Talhanges der Weidelache. Der Diabas ist relativ grobkörnig, ziemlich massig, doch geht er auch in Grünschiefer über. Das mikroskopische Bild des Gesteins zeigt eine Vorherrschaft von nach Augit entstandener Hornblende (Uralit), der gegenüber der Kalknatronfeldspat stark zurücktritt. Die Hornblende ist durch das ganze Dünnschliffbild gleichmäßig verteilt, meist in Büscheln, oft auch pinselartig an den Endflächen der ehemaligen Augite aufsitzend. Kräftige Kataklase hat Fetzen abgerissen, der ursprüngliche anorthitarme Plagioklas ist saussuritisiert. Wenig Chlorit, Apatit und Erz sowie Leukoxen sind als Akzessorien vorhanden. Das gotlandische Alter dieses Diabases wurde bereits erwähnt.

Jenkau. Das Vorkommen eines dem Lobriser petrographisch entsprechenden, in seinem Alter wahrscheinlich gleichen, ebenfalls verhältnismäßig grobkörnigen Diabases läßt sich auch im großen Steinbruch beim Dorfe Jenkau innerhalb der dortigen Grauwackenschiefer nachweisen. Der Augit ist hier ebenfalls uralitisiert, als Feldspat tritt ein nach dem Karlsbader und Albit-Gesetz verzwillingter saussuritisierter Plagioklas auf. Chlorit, Zoisit- und Zirkonkörnchen, sowie reichlich Leukoxen werden noch gefunden. Eine noch nicht vollständige Einregelung der Gemengteile in „s“ ist neben kräftiger Kataklase bemerkenswert.

2) Diese dürfte kaum tektonisch bedingt sein.

Weitere Vorkommen. In Lesesteinen ist ein Vorkommen eines ziemlich verwitterten, äußerlich fast gabbroid erscheinenden Diabases auf den Feldern südöstlich Grändorf innerhalb der Grauwackenschiefer festzustellen gewesen, ein ähnliches auf dem Galgenberg östlich Grändorf, wo ein Diabas mit umgekehrt ophitischer Struktur (Plagioklas als Zwickelfüllung) ebenfalls in Grauwackenschiefern vorkommt. Als letztes ist möglicherweise noch hierher zu stellen der schon durch von zur Mühlen erwähnte Amphibolit von Gr. Wandriss, über dessen Verband gleichfalls nichts bekannt ist, da man nur Lesesteine kennt. Alle diese Diabase könnten wohl das gleiche, nämlich (ordovizische oder) gotlandische Alter haben.

d) Die Kontaktzone des Striegau-Zobtener Granitmassivs

Bei der Intrusion des Granits von Striegau-Zobten sind die subsudetischen Schiefer einer Kontaktmetamorphose unterworfen worden. Die Gesteine der nicht sehr breiten Kontaktzone — dies deutet darauf hin, daß der Kontakt des Massivs selbst ziemlich steil einfällt — sind durch von zur Mühlen eingehender beschrieben worden. Es handelt sich um Fleckschiefer, Knotenschiefer, Glimmerschiefer und Glimmerhornfelse (mit Biotit), um Graphitquarzite und Amphibolite. Infolge der Metamorphose ist es natürlich schwierig, über die Herkunft und das Alter der Schiefer und Hornfelse etwas Genaueres auszusagen. Wahrscheinlich sind auch hier nur Ordovizium und Gotlandium vertreten. Nur einige der Amphibolite (Diabase) der Kontaktzone gehören vielleicht dem Kambrium an. Der Aufbiegung am Kontakt entsprechend müßten, von Störungen abgesehen, im inneren Kontakthof die älteren Gesteine, nach dem äußeren Kontakthof zu die jüngeren Gesteine zu liegen kommen. Dem entspricht das tatsächliche Bild aber nicht immer. So liegen sehr oft die Graphitquarzite ziemlich nahe am Kontakt. Die Hornfelse, die mit ihnen im Verbande stehen, sind demnach, soweit sie sich im Liegenden befinden, umgewandelte ordovizische Schiefer. Bemerkenswert ist die gelegentliche deutliche Verknüpfung von Graphitquarziten mit Amphiboliten, wie sie im nichtmetamorphen Zustand dem Verband von Diabas und Kieselschiefer bei Lobris entsprechen dürfte. So liegen die Verhältnisse z. B. bei Schönfeld und bei Domanze. Hier bildet z. B. am Hohenbrückenberg das Liegende einer mit 25—30° nach NO einfallenden Gesteinsfolge Amphibolit (z. T. Amphibolitschiefer), auf den Graphitquarzite folgen (mindestens 0,5 m mächtig). Im Gegensatz zu Lobris folgt bei Domanze aber im Hangenden noch ein z. T. geschieferter Glimmer-Hornfels mit Amphibolitlagern. Ein Teil der Diabas-Amphibolite der Kontaktzone dürfte also silurisches Alter haben. Das Alter der Zobten-Amphibolite ist bisher noch nicht geklärt, es könnte ebenso kambrisch wie silurisch sein. Sicher ist vorerst nur das höhere Alter des Amphibolits gegenüber dem Gabbro der Zobtengruppe, wie sich aus den Verhältnissen am Kuhnauer Berg ergibt, wo Gabbro-Apophysen den Amphibolit durchsetzen.

An dieser Stelle mögen auch einige Einzelheiten aufgeführt werden, die als Abweichungen von der von zur Mühlenschen Beschreibung festgestellt wurden.

Auf Bl. Mörschelwitz verzeichnet von zur Mühlen am Dorfausgang von Marxdorf Grünschiefer, deren Zusammensetzung er angibt. Ich konnte dort

nur Glimmerhornfelse, z. T. stark geschiefert, feststellen (Schieferung 60° F. 55° SO, Streckung 60°, horiz.-NO fallend). Im übrigen wäre auch die Bezeichnung „Grünschiefer" unrichtig, es würde sich nach der in den Erläuterungen gegebenen Beschreibung um Amphibolite handeln. Möglicherweise waren früher einmal kleine Lager oder Linsen dieses Gesteins aufgeschlossen. Die westlich Rogau—Rosenau an den Steinbergen (dasselbe Bl.) vorkommenden Gesteine sind Amphibolite (als Lesesteine zahlreich!) und südlich davon Glimmerhornfelse. Letztere stehen dort auch an (Schieferung söhlig, Streckung 30°, horiz.-NO fallend). Es ist weiterhin hier wohl der Ort, einmal die wiederholte Angabe von zur Mühlens richtig zu stellen, wonach am Wege Zobten (Galgenberg) — Ströbel in einem kleinen Aufschluß ein „serizitschieferähnliches Gestein" vorkommen soll, das er zu seinen „Paläozoischen Gesteinen z. T. geschiefert" stellt. Auch in der Arbeit über das „vorsudetische Schiefergebirge" ist dieses Vorkommen erwähnt (1926 b, S. 237, „eine Quarz-Feldspatschieferscholle zwischen Galgenberg und Ströbel"). Ebenso beschreibt schon S. Lopianowski (1922, S. 77) diesen Aufschluß. Er zeigt „unter 65° gestrecktem Granit ein sehr stark geschiefertes helles Gestein, das 60° streicht und mit 70° nach SO fällt. . . . „Unter dem Mikroskop erkennt man ein stark zerdrücktes, sehr quarzreiches Gestein, das vereinzelte Partien von feinblättrigem Serizit enthält."

Es handelt sich bei diesem Gestein, wie aus einer Untersuchung sofort hervorgeht, eindeutig um einen Granitultramylonit[3]), also nicht um eine Scholle im Granit. Die intensive Mylonitisierung selbst ist jünger als die Gangbildung. Für gewisse Fragen ist diese Feststellung von Bedeutung. Um einen Mylonit handelt es sich auch bei einem granitischen Gestein des Raabenberges[4]); auch der Quarzit des alten Steinbruchs unter dem „Belvedere" ist wahrscheinlich kein Sedimentärquarzit, sondern durch zunehmende Mylonitisierung eines sehr sauren magmatischen Gesteins entstanden. Offenbar ist dieses Gestein ein Porphyroid. von zur Mühlen (Erl. zu Bl. Ingramsdorf) vermutete bereits für einen „bräunlich-weißen Schiefer" vom Abhang des Raabenberges als Ursprungsgestein u. U. einen Kalikeratophyr oder Porphyr.

Südlich des Granitmassivs treten nur bei Striegau am Fuchsberg und an den Ritterbergen Gesteine der Kontaktzone aus dem Diluvium heraus. Am nächsten am Kontakt sind es Hornfelse und vor allem Graphitquarzite, die bei Punkt 251 (südlich Gräben) ein O–W-Streichen haben und mit 45° nach S einfallen. Sie entsprechen den Graphitquarziten des nördlichen Kontakthofs, z. B. am Järischauer Berg. Der südlich anschließende flachere Hügelzug besteht aus Grünschiefern (in Amphibolite übergehend), die man in zahlreichen Lesesteinen findet. Nur wenig südwestlich von hier streichen im Bachbett des Schwarzbaches nur noch schwach metamorphe Fleckschiefer aus, die denen vom Ostausgang von Järischau gleichen und den Schiefern des Sanderwaldes entsprechen, die wir ins Ordovizium stellen. Sie streichen gleich-

3) Durch Herrn Prof. Dr. E. Bederke wurde hierauf schon mehrfach hingewiesen, der Sachverhalt in der Literatur jedoch noch nicht berichtigt.

4) Bei „P" südlich von Raaben! Hier auch ein Vorkommen von schwach verkiestem Amphibolit.

falls O—W und fallen nach S ein. Die Graphitquarzite dürften den gotlandischen Kieselschiefern hier ebenso wie am nördlichen Kontakt entsprechen. Da im Hangenden der Graphitquarzite Grünschiefer und ältere Tonschiefer folgen, so muß hier eine überkippte Lagerung vorliegen (oder es müssen letztere auf die Graphitquarzite überschoben sein).

II. Tektonische Beobachtungen

a) Die Schieferung und ihr Verhältnis zur Schichtung

Die Gesteine des subsudetischen Schiefergebirges sind, wie schon der Name besagt, durch eine ausgeprägte Schieferung gekennzeichnet, deren Ausbildung natürlich von dem Gesteinsmaterial, d. h. insbesondere von der Korngröße abhängig ist, so daß die Schieferungsflächen in den Grauwacken z. B. weiter auseinander liegen als in den Tonschiefern und Phylliten. Die Schieferung fällt im allgemeinen ziemlich flach (20–25°) ein, und zwar im Bereich von Bl. Kuhnern und Jauer entweder nach SW oder NO. Es entsteht dadurch der Eindruck einer verhältnismäßig ruhigen, gleichmäßigen Lagerung. Bei genauer Beobachtung erkennt man jedoch in einzelnen größeren Aufschlüssen, daß dieser einfache Bau stellenweise nur scheinbar ist. In Wirklichkeit ist hier mitunter eine recht intensive Faltung vorhanden. Im allgemeinen lassen nur zuweilen phyllitische Häute innerhalb der Grauwacken, dunklere Streifen oder Bänderung des Gesteins infolge Materialwechsels die ursprüngliche Schichtung und damit Faltung erkennen, so daß diese leicht übersehen werden kann. Nicht selten — man erkennt dies z. B. bei Jenkau, Lobris und anderen Punkten — hat diese Faltung zur Ausbildung liegender Falten geführt, wie auch H. Cloos (1920) eine abbildet (s. auch W. Bracht, 1926). Dies deutet also darauf hin, daß eine intensivere horizontale Durchbewegung stattgefunden hat, und aus den Verbandsverhältnissen der ordovizischen Schiefer mit dem Gneis von Gr. Wandriss (s. unten) geht sogar darüber hinaus hervor, daß hier kräftige Abscherungstektonik vorliegt (von welcher wohl — vielleicht in Ausarbeitung einer ordovizischen Diskordanz — flachere ältere Aufragungen überfahren wurden). Sehr oft handelt es sich sonst um + isoklinale Falten. Die Lage der Schieferung entspricht dabei im allgemeinen der Lage der Schichtung, so daß sie letztere nur in den Faltenscheiteln schneidet. Solche Fälle sind z. B. im großen Steinbruch von Jenkau, bei Weidenwerder, östlich Mertschütz oder südlich und östlich von Lobris gut zu beobachten. Auf manche Strecken hin ist nun wiederum eine so intensive Faltung nicht zu erkennen. In diesen Fällen handelt es sich wohl mehr um schwache Verbiegungen. Daß dabei auch die Schieferung ihrer Lage nach der Schichtung entspricht, kann man durch zwischengelagerte Tonschiefer in Grauwacken u. a. leicht nachweisen. Wenn also von früheren Bearbeitern des Gebietes (z. B. W. Bracht 1926) ein durchgehend isoklinaler Faltenbau angenommen wurde, so trifft diese Annahme nicht in ganzem Maße zu. Es muß ferner bemerkt werden, daß das Streichen und Einfallen der Schieferung zwar im allgemeinen auf längere Strecken hin gleich bleibt, daß es aber auch häufige Abweichungen von dieser Regelmäßigkeit gibt, wie sie besonders häufig am Pitschenberg vorkommen, aber auch am Domsberg, bei Lobris u. a. Orten, wo stellenweise ein ganz verschiedenes Streichen und Einfallen der Schieferung gemessen werden kann.

b) Die Schubklüftung

Neben dieser wechselnden Hauptschieferung ist im Schiefergebiet eine zweite Schieferung ausgebildet, die als Schubklüftung im Sinne von H. Scholtz zu bezeichnen ist (= „fracture cleavage" nach C. K. Leith [1923], = „false cleavage" nach T. N. Dale [1899]). Die Richtung der Schubklüftung ist viel mehr konstant als die Schieferung, was sich ja auch im Zusammenhang damit für die Striemung ergibt. Die Scherflächennatur der Schubklüftung kommt im Dünnschliffbild z. B. eines Tonschiefers von Weidenwerder sehr gut zum Ausdruck. Die Scherbewegung hat hier viele kleine Schleppungen der in der Schieferung liegenden Glimmerblättchen an den Scherflächen der Schubklüftung erzeugt. Die Hauptschieferung erscheint dadurch zwischen den Flächen gestaucht, und es entsteht so eine feine Fältelung. Es ergibt sich daraus, daß hier die Schubklüftung jünger ist als die Hauptschieferung. Die Verbreitung der Schubklüftung ist nicht so allgemein wie die der Schieferung, sie tritt vielmehr — wie auch schon H. Scholtz und ferner E. Cloos und R. Balk erwähnen — zonar auf, kann hier sehr intensiv und engscharig sein, dort in weiteren Abständen als eine Klüftung erscheinen oder auch ganz fehlen. Die Anlage der Scherflächen kann so engscharig werden, daß dadurch das Gestein ein „faseriges" Aussehen erhält, wie z. B. östlich Weidenwerder die Serizitschiefer am Hirtenberge oder die Schiefer an der tektonischen Nordgrenze des Gr. Wandrisser Gneises. So findet man z. B. auch bei Dromsdorf eine steil stehende Schubklüftung, deren Flächen nur 1 mm Abstand haben, ähnlich den Grünschiefern des Buhnberges oder den Schiefern bei Weidenwerder. Dort fällt die Schubklüftung, die zur Streckung 130° F. 10° gehört, nach SW mit 50° ein. Außer ihr aber sind die normalen, 55° streichenden Q-Klüfte als weite Schubklüftung ausgebildet, so daß hier außer der Hauptschieferung zwei „Schubklüftungen" vorhanden sind. Der Abstand der Scherflächen, wie die Ausbildung der Schubklüftung überhaupt, hängt natürlich wie bei der Schieferung weitgehend vom Gesteinsmaterial ab. Besonders intensiv tritt die Schubklüftung in zwei Zonen auf, die etwa N—S verlaufen, und zwar von Gr. Wandriss über Mertschütz nach Lobris und von Jenkau zum Domsberg.

c) Die „Striemung" (das „tektonische Streichen")

Die Striemung, oft auch als „lineare Streckung" oder „Runzelung" bezeichnet und beschrieben („tektonisches Streichen", W. Schmidt) tritt meist deutlich als Schnittelement der Hauptschieferung und der Schubklüftung hervor. Sie liegt als solche fast immer in der Richtung der Faltenachsen und ist daher als tektonisches Element von besonderer Bedeutung. Die Striemung ist indessen nicht immer beobachtbar. Es liegt dies an dem unregelmäßigen Auftreten der Schubklüftung einerseits, welche nur zonar besonders ausgeprägt erscheint, andererseits wieder an der Verschiedenheit des Gesteinsmaterials. Als Beispiel hierfür mögen die Grauwackenschiefer dienen, in denen sich die Striemung nur auf den dünnen phyllitischen Häuten erkennen läßt.

Im westlichen Teile des subsudetischen Schiefergebirges ist das tektonische Streichen im großen und ganzen nordwestlich—südöstlich gerichtet.

Im Durchschnitt streicht die Striemung 120° und fällt dabei nach SO, bisweilen aber auch nach NW ein, mit flachen Winkeln, die 15° nie überschreiten. Horizontale Lage ist jedoch nicht selten. (Beispiele für Lage der Striemung: Heidenberg bei Baritsch: 145°, Jenkau: 120° SO 5—10°, Leiper Berge: 135° SO 10°, Wiesenmühle, nördlich Lobris: 130° NW 15°).

Gegen O geht das Streichen allmählich in ostwestliches über; so streicht die Striemung bei Eisendorf in Serizitphylliten 100° (horizontal), am Domsberg 115° (horizontal), am Nordhang des Buhnberges 110° (— 100°). In der Nähe des Granitkontaktes südlich Forsthaus Kohlhöhe wurde ein Streichen von 100° gemessen, das bis zum Ostausgang von Järischau bereits in ostwestliches übergegangen ist. Diese Richtung findet man auch bei Domanze noch vor (wo anscheinend die Aufwölbung des Schieferdaches durch den Granit eine Rolle spielt), während schon westlich von hier am Raabenberge und am Pitschenberge, sowie nach einer Beobachtung von W. Bracht auch bei Viehau das tektonische Streichen bereits NO—SW ist. Auch nördlich des Zobten, bei Merzdorf und westlich Rosenau mißt man 60° bzw. 30°, nordöstlich vom Zobten, auf den Steiner Bergen, liegt das tektonische Streichen zwischen 40° und 60°.

Es macht sich also, gleich wie im sudetischen Anteil (östliches Bober-Katzbach-Gebirge), so auch im subsudetischen Gebiet ein allgemeines Abschwenken des Faltenbaues aus der NW—SO-Richtung in die NO—SW-Richtung in der Form eines nach N geöffneten Bogens bemerkbar, das bis zur „Schlesischen Nord—Süd-Zone" anhält. Hier zeigt sich die „Virgation" (H. Cloos 1922) der Sudeten („mittelsudetische Scharung", E. Bederke 1929) am ausgeprägtesten.

An einigen Punkten läßt sich noch eine zweite Striemung feststellen und messen. So bei Jenkau, wo stellenweise eine leichte Querfältelung zu beobachten ist, deren Achsen (= Striemung) 40—45° streichen und 15° nach SW fallen. In gleicher Weise zeigen die Kieselschiefer bei Punkt 217,2 östlich Lobris eine Querfaltung mit nordöstlich eintauchendem Achsengefälle. Wenig südwestlich ist am Dorfausgang von Lobris eine 50° streichende, 25° SW fallende Striemung zu messen. Endlich findet man auch bei Punkt 183,5 östlich Weidenwerder eine zweite Striemung: 60° Str., 25—30° SW F.

Wahrscheinlich ist diese zweite Striemung auf eine Stauung quer zu der Hauptfaltungsrichtung zurückzuführen. Man könnte dabei an einen Zusammenhang mit der „Querfaltung"[5]) (E. Bederke 1932, M. Schwarzbach 1936) denken, die z. B. im östlichen Bober-Katzbach-Gebirge für das Eintauchen des Bolkenhainer Sattels verantwortlich gemacht wird. Jedenfalls fallen beide Erscheinungen nicht nur in eine Zone, sondern stimmen auch nach Richtung und Lage auffallend überein, so daß an einen Zusammenhang wohl gedacht werden könnte, dessen Auswirkungen jedoch nur noch sehr schwach gewesen sind. Zu der Frage des Alters (variszisch ?) dieser Quertektonik läßt sich naturgemäß hier überhaupt nichts sagen. Die genannte, stellenweise zu beobachtende leichte Querwellung ist es wohl, die von zur Mühlen als „schlecht erhaltene Wellenfurchen" „in der Schieferungsebene (!) bei Dobershöhe" angesehen hat (1926, S. 228 u. 282).

5) In dieser Zone auch z. T. Einfallen der Striemung nach W!

d) Vergenz des Faltenbaues

Bei NW—SO bzw. O—W streichenden Faltenachsen — von den östlichen Teilen des Schiefergebirges wird hier abgesehen — ist eine nördliche oder südliche Vergenz möglich. Bei einem Einfallen der Schieferung nach SW müßte man mit einem Bau nach SW eintauchender oder nach NO überkippter Falten rechnen. Alle Beobachtungen sprechen für eine NO-Vergenz, insbesondere der Bau der Falten selbst. Bisweilen sind die Faltenscheitel gegen NO zu eingedrückt. An anderen Stellen findet man Überschiebungen, meist geringen Ausmaßes, die nach NO gerichtet sind, z. B. östlich Weidenwerder (in der Nähe der Windmühle), Steinbruch östlich Weidenwerder, südlich Weidenwerder und bei Jenkau. Die beim Bau der Reichsautobahn nordwestlich von Gr. Wandriss beobachteten Verschuppungen von Gneis und Serizitphylliten deuteten auf eine mehr östliche Bewegungstendenz hin. Bewegungsflächen mit Rutschstreifen im Gneis bei Gr. Wandriss fallen wiederum hauptsächlich südwestlich ein. Im Gegensatz hierzu herrscht im Bober-Katzbach-Gebirge hauptsächlich S-Vergenz. Das stützt bis zu einem gewissen Grade die Anschauung, daß die sedimentäre Decke zwischen den beiden Massiven von Gr. Wandriss und dem des Riesen-Isergebirgsgneises im großen zu einer tektonischen Mulde geformt wurde, die im einzelnen allerdings wesentlich komplizierter ist. Auch hat im (heutigen) Vorland späterhin das Granitmassiv von Striegau-Zobten die sedimentäre Decke nicht nur kontaktmetamorph verändert, sondern auch aufgebogen. Infolge der Kontaktmetamorphose, welche sicherlich in gewissem Maße die auch sonst ohnehin meist undeutlich erkennbaren Anzeichen der Faltung ausgelöscht hat, und infolge der mangelnden Aufschlüsse außerhalb der Kontaktzone ist ein Faltenbau weder im gesamten Kontaktbereich des Striegauer Massivs vom Streitberg bis nach Domanze zu erkennen, noch auch bei den Grünschiefern des Pitschenberges. Hier wären Anhaltspunkte nur aus der Lage der Striemung zu gewinnen.

e) Klüftung

Außer Schieferung und Schubklüftung sind zwei Kluftsysteme immer deutlich ausgebildet. So wie im Granit unterscheidet man hier S-, d. h. Längsklüfte, die in der Richtung der Striemung streichen und die Richtung des geringsten Druckes wiedergeben, und die Q-, d. h. Querklüfte, die auf der ersten Richtung etwa normal stehen. Da die Striemung im Durchschnitt etwa 120° streicht, so ergibt sich für die Längsklüfte ein Streichen zwischen 110 und 125° (meistens in saigerer Stellung), für die Querklüfte, ebenfalls meist saiger stehend oder nach NW einfallend, ein solches zwischen 35 und 50°.

Von einem zweiten System von Diagonalklüften erscheint nur die nordsüdliche Komponente mit einem Streichen zwischen 170 und 15° und steilem Einfallen nach O bzw. W. Die O—W-Klüftung ist hier nicht ausgebildet; wie noch gezeigt wird, ist sie auch im Gneismassiv nur selten vorhanden (bemerkenswert ist übrigens, daß auch der Granit bei Striegau, am Streitberg, eine Klüftung von 15, 35 und 140° zeigt, die allerdings wenig deutlich ist). Der NW—SO streichende Quarzgang bei Järischau unmittelbar am Granitkontakt ist von einer 10° streichenden engscharigen (Kluftabstände 3—5 cm) saigeren Klüftung zerschnitten, die man auch beim Fried-

hof von Järischau im Kalksilikathornfels neben einer 120° streichenden wiederfindet.

Entsprechend der anderen Lage der Striemung ist auch die Art und Lage der Klüftung im Gebiete des Pitschenberges eine andere. Hier ist das Streichen der Längsklüftung 50—65° mit nordwestlichem oder südöstlichem Einfallen und das der Querklüftung 140—160°. Ein zweites System von N S bzw. O W streichenden Klüften tritt gegen das Hauptsystem zurück. Werte schwanken hier ebenso wie die Striemung jedenfalls infolge einer ungleichmäßigen Faltung um ein weniges.

C. Der Gneis von Gr. Wandriss

I. Übersicht

Der unter den ordovizischen Grauwacken auftauchende Gneis von Gr. Wandriss bildet eine flache Kuppel, die sich morphologisch wenig aus den ruhig bewegten Landschaftsformen südöstlich von Liegnitz heraushebt. Bis auf wenige Aufschlüsse ist er überall von Diluvium bedeckt. Soweit man den Gneis oberflächlich verfolgen kann, beträgt die Ausdehnung des Massivs in westnordwestlicher Richtung etwa 5½ km (zwischen den äußersten Punkten, an denen Gneis unter der jüngeren Bedeckung festgestellt werden kann). Der größere Teil des Massivs wurde von O. Tietze auf Bl. Wahlstatt kartiert. Die Grenzen des Massivs liegen, soweit man sie also verfolgen kann, 300 m östlich Nikolstadt, im Norden etwa 800 m, im Süden ungefähr 300 m von diesem Ort entfernt. Bei Gr. Wandriss reicht der Gneis bis etwa 100 m nördlich des Dorfes bis zur Reichsautobahn, im Süden ungefähr 400 m, östlich zieht die Grenze in einer beiläufigen Entfernung von 450 m bei dem Vorwerk Augustenhof und von 150 m bei Würchwitz vorbei.

II. Beschreibung

Das Gestein von Gr. Wandriss ist ein Granitgneis. Er ist grobkörnig und führt große porphyrische Feldspäte. In tieferen Lagen der Aufschlüsse östlich von Gr. Wandriss ist das Gestein frisch. Es zeigt dort kein ausgesprochenes Parallelgefüge. Dies ändert sich erst nach oben zu, indem das Gestein hier eine deutliche Schieferung erhält. Die Feldspäte werden dabei von Biotitblättern umflossen, im Querbruch zeigt das Gestein „Gneistextur". Außerdem beobachtet man eine beginnende Zersetzung und Gelbfärbung des Gesteins. Auf Klüften ist im Nordteil des großen Steinbruches nordöstlich von Gr. Wandriss auch eine schwache Epidotisierung zu bemerken. Im Handstück erkennt man Quarz (blaue Quarze als makroskopische Anzeichen von Kataklase), große porphyrische Feldspäte mit Durchmessern bis zu 3 bzw. 5 cm, Biotit, mitunter Muskovit und stellenweise eine Imprägnierung mit deutlichen Kriställchen von Pyrit. Dieser dürfte auf die reichlich pyritführenden Quarzgänge zurückzuführen sein, welche den Gneis durchsetzen.

U. d. M. werden die Beobachtungen bestätigt und erweitert. Die Gemengteile des normalerweise hypidiomorphkörnig entwickelten Gesteins sind in der Hauptsache zwei Feldspäte, Quarz und Biotit.

a) Der Kalifeldspat bildet den Hauptgemengteil. Es ist vorwiegend Mikroklin, dessen Gitterlamellierung im allgemeinen gut entwickelt ist. Beinahe durchwegs handelt es sich um Perthit. Sehr oft ist er nach dem Karlsbader Gesetz verzwillingt, wobei dann oft nur eine Hälfte des Zwillings die charakteristische Mikroklingitterung zeigt.

b) Der auftretende Plagioklas ist im allgemeinen ein Oligoklas mit etwa 20—25% An, der meist nach dem Albitgesetz verzwillingt ist. Der Oligoklas kommt sowohl als selbständiger Gemengteil sowie als Einschluß in Kalifeldspat vor. Albitreichere Glieder der Plagioklasreihe kommen gleichfalls vor, in einem Schliff (W 6) wurde auch ein einzelnes Individuum von Schachbrettalbit gefunden. Die Plagioklase sind meist „gefüllt", wobei die Fülle augenscheinlich aus feinen Serizitflitterchen besteht. Auch die Einschlüsse von Plagioklasen in Mikroklin sind in gleicher Weise gefüllt. Die Fülle selbst befindet sich meist am dichtesten um den Kern der Feldspäte, erreicht aber auch deren Rand, über den sie jedoch normalerweise nicht hinausgreift. Die Erscheinung an sich entspricht ziemlich gut der gleichen z. B. bei Tauern-Feldspäten.

c) Der Biotit ist der einzige dunkle Gemengteil des Gesteins. Er ist deutlich pleochroitisch (pleochroitische Höfe um Zirkon). In mehreren Schliffen beobachtet man an ihm Entmischung und Bildung von Sagenitnädelchen. Er gehört zu den ältesten Ausscheidungen und ist vielfach zu Chlorit umgewandelt.

d) Quarz tritt als selbständiger Gemengteil oder als Einschluß im Kalifeldspat auf.

e) Als Übergemengteile werden beobachtet: Muskowit, Epidot, Pyrit und Ilmenit, ferner Granat, selten Zirkon und Apatitnädelchen.

Kataklase. Alle Schliffbilder lassen eine ± weitgehende Kataklase erkennen. Ihre Intensität wechselt und nimmt in den Zonen, die besonderen mechanischen Beanspruchungen ausgesetzt waren, natürlicherweise zu. Sie äußert sich schon makroskopisch in der Blaufärbung der Quarze. Diese sind es ja auch, die zuerst auf mechanische Beanspruchung reagieren. Die Quarze zeigen Sprünge, sind zerbrochen oder zerrieben, größere Körner zeigen auch Ansätze zur Ausbildung eines kranzförmigen Quarzmörtels. Optisch äußert sich dies in undulöser Auslöschung, die aber nur die Quarze zeigen, welche nicht bereits rekristallisiert sind. Der nächste Schritt ist die Verbiegung der Lamellen bei den Plagioklasen; oft sind diese auch zerbrochen und die einzelnen Teile gegeneinander verschoben. Beachtenswert ist schließlich die intensive Bildung von Muskovitflitterchen, die über die Plagioklase hinaus im ganzen Gestein verteilt werden oder sich in Streifen besonders anhäufen; dies geschieht meist unter völliger Zerstörung der Idiomorphie der Feldspäte (s. o.). Der Biotit wird zunächst verbogen, dann zerfranst und endlich gänzlich auseinandergefetzt. Auch er zeigt wandernde Auslöschung. Allgemein macht sich eine feinkörnige Zerreibung der Bestandteile bemerkbar, die sich streifenförmig um gröbere Gemengteile, meist die widerstandsfähigeren Kalifeldspäte, herumziehen können, so daß Anfänge von Augentextur erzeugt werden.

Rekristallisation. Neben der Kataklase und sie teilweise aufhebend erscheint eine Rekristallisation der Gesteinskomponenten. Sicher ist

die Rekristallisation am Quarz nachzuweisen, der teilweise neu gebildet ist und dann keine undulöse Auslöschung erkennen läßt. Auch verheilen durch die Kataklase hervorgerufene Sprünge. Desgleichen werden Plagioklase neu gebildet, während Biotitbildung hier seltener beobachtet wird. Dagegen ist es vielfach zu Muskovitbildung gekommen, besonders in den mechanisch mehr zerrütteten Teilen des Massivs, wo er sich wahrscheinlich aus der serizitischen Füllmasse der Plagioklase durch Sammelkristallisation gebildet hat. In einem Schliff (F 11) ist seine Kristallisation auf feinen Fugen zwischen den Gemengteilen oder auch innerhalb zerscherter Feldspäte gut zu beobachten, wo er sich in gleichorientierten Täfelchen angesiedelt hat. Überall, wo unversehrte Individuen innerhalb eines Haufwerks zerbrochener Bestandteile liegen, hat man es mit Rekristallisation zu tun.

III. Tektonische Beobachtungen

Besonders im östlichen Teile des Massivs von Gr. Wandriss ist eine zonare Schieferung vorhanden. Das Streichen wechselt entsprechend einem kuppelförmigen Bau, das Einfallen beträgt 5 -25° und ist nach NO, O oder SO gerichtet. Von tieferen Teilen der Aufschlüsse nach dem Hangenden zu nimmt eine vorhandene Paralleltextur deutlich zu. Das Gestein zeigt alle Übergänge von einem normalen grobporphyrischen Granit zu einem Augengneis. Das lineare Element dieser Paralleltextur, die Streckung, hat ein Streichen von 100—145°, durchschnittlich 120° und fällt nach O bzw. gegen SO ein, im W beobachtete Bracht westliches Einfallen.

Aus einer größeren Anzahl von Messungen ergaben sich zwei Kluftsysteme. Das erste, der Streckung zugeordnete, ist als Q-Klüftung und S-Klüftung zu bezeichnen. Erstere streicht durchschnittlich 40° und fällt nach NW mit 60—90° ein, die andere streicht 140° mit wechselndem, steilem Einfallen nach NO bzw. SW. Das zweite Kluftpaar streicht zwischen 15° und 170°, im Durchschnitt der Messungen 5°, sowie 90°. Die N—S-Klüfte zeigen steiles Fallen nach W, die O—W-Klüfte, welche nur selten beobachtet werden, haben ein flacheres Fallen.

Den Q-Klüften folgen mitunter schmale, nicht mehr als 10 cm mächtige Gänge von Quarz, die bisweilen etwas Feldspat, reichlichen Pyrit, Brauneisen, nach älteren Angaben auch Strigowit führen.

Aplit- und Pegmatitgänge kommen nur vereinzelt vor. So fand ich lediglich einen Aplitgang an einer Baustelle der Reichsautobahn, einen weiteren nennt von zur Mühlen. Aplitgänge und Pegmatit nennt ferner W. Bracht aus dem jetzt völlig verwachsenen Steinbruch westlich der Chaussee bei Gr. Wandriss, von denen er angibt, daß ihre Kontakte im allgemeinen N—S verlaufen, aber im einzelnen unregelmäßig in die O—W-Richtung einschwenken. Aplitische Schlieren erwähnt auch H. Cloos.

In dem jetzt leider vollständig verwachsenen Steinbruch nördlich Gr. Wandriss und zwar westlich der Chaussee wurden seinerzeit von H. Cloos und auch von W. Bracht zahlreiche kleine Schollen beobachtet. Im östlich der Straße gelegenen Steinbruch kann man nur selten solche Einschlüsse des Granitdaches finden; es sind dünne, lorbeerblattartige Flatschen von (Kalksilikat- und) Granatglimmerschiefer, deren Lage dem Parallelgefüge entspricht.

Von einer Scholle, die von H. Cloos (1919) gesammelt wurde und sich im Geol. Inst. d. Univ. Breslau befindet, konnte ein Schliff angefertigt werden. Diese Scholle ist jedoch nicht quer zur Schieferung getroffen, was überhaupt sehr schwer ist, da es sich ja immer ± um Flatschen handelt. U. d. M. beobachtet man ein Gemenge von Quarz, Mikroklin, Plagioklas (Oligoklas), Biotit, Serizit, dazu Granat und Apatit. Der Biotit enthält reichlich Nadeln von Sagenit. Auf Sprüngen ist Erz abgeschieden (z. T. Leukoxen).

Auch die Minerale der Scholle zeigen Spuren von Kataklase, die sich besonders in undulöser Auslöschung eines Teiles der Quarze äußert, andererseits von einsetzender Rekristallisation, deutlich an unversehrten Quarzen oder an Neubildung von Muskowit.

Eine andere kleine Scholle ist quer zur Schieferung geschliffen (F 43). Der umgebende Gneis zeigt eine Zusammensetzung aus Mikroklinperthit, Quarz, sauren Plagioklasen (gefüllt, mit häufig gebogenen Zwillingsstreifen), wenig Muskowit und Chlorit, der aus Biotit hervorgegangen ist. Biotit ist nur noch in Resten erhalten, akzessorisch Apatit und Zirkon. Der Biotit der Scholle ist frisch (mit pleochroitischen Höfen um Zirkonkörnchen) und vielfach als Querbiotit entwickelt.

Ferner sind Quarz, Muskowit, reichlich Epidot (Klinozoisit) und einzelne Erzkörnchen vorhanden. In einer weiteren Scholle (F 48) war der Mineralbestand Quarz, Biotit, Muskowit, Apatit, Granat, Zirkon und etwas albitisch verzwillingter Feldspat.

Es könnte wohl sein, daß das Dach die Schiefer des subsudetischen Gebirges gebildet haben. Bei einer Betrachtung der Grenzverhältnisse zwischen Gneis und Schiefern stellt man zunächst das Fehlen einer Kontaktzone fest. Schon von zur Mühlen nahm daher die Möglichkeit eines tektonischen Kontaktes zwischen Gneis und Schiefer an, und zwar zunächst nur eine Verwerfung im O des Massivs. Nur 300 m trennen hier den letzten Gneisaufschluß vom Schieferberg bei Gr. Wandriss, wo bereits nichtmetamorphe Schiefer anstehen. Der Gneis in diesem äußersten Aufschluß des Massivs ist fein zerschiefert und ausgewalzt (sowie oberflächlich verwittert) und fällt unter die Schiefer ein.

Der Schieferberg bei Gr. Wandriss

Von den Grauwackenschiefern des Schiefergebirges wurden zwei Stücke mikroskopisch untersucht.

U. d. M. (Schliff F 8) erkennt man ein Gemenge von Quarz- und Klinozoisitkörnchen. Die Quarze sind in der Richtung der Schieferung gestreckt und zeigen keine Spuren undulöser Auslöschung. Feldspäte sind nur ganz spärlich vertreten, man findet etwas albitischen Plagioklas. Biotit ist, meist gebleicht, in Resten anzutreffen. Neubildung wird nicht beobachtet. Der Klinozoisit bildet kleine Körnchen mit ganz schwachem Pleochroismus (gelblich) und anomalen Interferenzfarben. In einem anderen Schliff tritt der Klinozoisit in Streifen hervor, z. T. in gut ausgebildeten Individuen. Das Quarzpflaster erinnert an Hornfelsstruktur. Der Biotit ist hier wesentlich frischer.

Daß nicht nur an der Südostgrenze ein tektonischer Kontakt vorliegt, sondern wahrscheinlich auch an anderen Stellen des Massivs, zeigten außer häufigen Ruschel- und Scherzonen innerhalb des

Ostteiles des Massivs zwei Aufschlüsse nordöstlich von Nikolstadt, die durch den Bau der Reichsautobahn geschaffen wurden, jetzt aber wieder zugeschüttet sind. In dem einen zeigte der Gneis Spuren kräftiger tektonischer Bewegung und Auswalzung, zugleich Bleichung und Muskowitbildung. Der andere Aufschluß ließ den direkten Verband zwischen Gneis und feinschiefrigen, ziemlich verwitterten Serizitphylliten erkennen, die keinerlei Spuren von Kontaktmetamorphose aufwiesen. Die Schiefer waren hier mit dem Gneis verschuppt. Kleine Verwerfungen von Quarzgängen deuteten ebenfalls auf Bewegungen hin. Im W und S ist der Verband nirgends aufgeschlossen, aber man muß annehmen, daß er auch hier tektonisch ist.

Der sog. „Glimmerschieferkontakt" des Gneises von Gr. Wandriss

5 km westlich des letzten sicheren Vorkommens von Gneis findet man zwischen den Orten Schwarzrode und Mankelwitz (Bl. Wahlstatt) etwas höher metamorphe Gesteine. O. Tietze (1925) bezeichnete sie als „graphitgraue Schiefer mit Zwischenschichten eines weißen und rötlichen muskowit- und serizitführenden Quarzschiefers", von zur Mühlen als Graphitschiefer, Glimmerschiefer, Muskowitschiefer und Quarzite. Dies ist richtig, wobei vor allem die beiden ersten Typen vertreten sind. Die Schiefer waren bisher nur als Lesesteine bekannt, und daher war über ihre Lagerung nichts auszusagen. Unweit westlich der Straße Rosenau—Schwarzrode ließ sich aber in einem Weganschnitt auch Anstehendes auffinden, und zwar Glimmerschiefer mit stellenweise reichlicher Graphitführung. Schieferung: St. 120°, F. 30° SO; Striemung 120°, F. SO. Die sonst in Lesesteinen aufgefundenen Schiefer sind meist ziemlich verwittert und durch Eisenverbindungen intensiv rotbraun gefärbt. Der Mineralbestand ist folgender: Sehr viel Limonit, Quarz, Muskowit, Biotit, Chlorit und Zirkon, in Schliff F 39 Porphyroblasten von Staurolith und Biotit. Die Textur ist schiefrig (Fältelung kommt vor), häufig sind die gebleichten Biotite stark verbogen.

Wenn sich also auch gewisse Unterschiede gegenüber den anderen Schiefern nachweisen lassen, indem ein höherer Metamorphosengrad zweifellos vorliegt, so ist doch keine ausgesprochene Kontaktmetamorphose nachzuweisen.

Weitere Bemerkungen zur Tektonik. Die Lage der Schieferschollen im Gneis, die der Richtung der Streckung entspricht, und die Flaserung des Gesteins deuten darauf hin, daß ein gewisses primäres Parallelgefüge vorhanden war, daß also bei der Bildung des Massivs irgendwelche Spannungen noch wirksam gewesen sind. Dies würde das Massiv als einen spättektonischen Pluton kennzeichnen, der nur noch schwachem Druck ausgesetzt gewesen ist. Keinesfalls handelt es sich um ein haupttektonisches Massiv (E. Tröger 1930), da von einer primären Gneistextur im ganzen nicht die Rede sein kann. Mit Sicherheit läßt sich ein sekundäres Parallelgefüge feststellen, das einer Phase postkristalliner Deformation angehört, und hierher gehört wohl auch die Ausbildung der flaserigen Textur in den hangenden Massivteilen. Diese Phase postkristalliner Deformation ist augenscheinlich mit denselben Bewegungen identisch, die für den tektonischen Verband zwischen Gneis und Schieferdecke verantwortlich sind. In der Nähe

dieser Grenzfläche wurden zahlreiche Gleit- und Scherflächen angelegt. Dort lösten sich geschieferte Zonen deutlich voneinander ab, während in größerem Abstande von ihr eine Gleitung stattfand, die nicht so starken rupturellen Charakter trug. Sie spielte sich wesentlich in mikroskopischen Dimensionen ab und äußerte sich in Kataklase, Serizitbildung, Verbiegungen und „Verschmierungen" kleinster Trümmer. Die der Deformation folgende Rekristallisation vermochte diese Spuren nicht auszugleichen.

Nach der Vorstellung von H. Cloos unterteuft der Gneis von Gr. Wandriss in flacher Lagerung die Schiefer sowohl wie den jüngeren Granit. Dieser soll auf der Grenze beider Gesteine intrudiert sein und die Schiefer gegen NW zu von ihrer Gneis-Unterlage abgehoben haben. Diese Anschauung ist zwar rein hypothetisch und durch beobachtbare Tatsachen nicht zu stützen, doch hat sie viel Wahrscheinlichkeit für sich (s. auch von zur Mühlen 1926 a). Daß der Striegauer Granit, wie geäußert wurde, in einen Sattelkern intrudierte, ist aber nicht richtig, sondern das Massiv selbst war es erst, welches die Schieferdecke randlich aufbog, so daß sie jetzt vom Kontakt weg nach NO bzw. SW fällt. Über den Zeitpunkt dieser variszischen Intrusion lassen sich genaue Angaben noch immer nicht machen, doch dürfte sie im Oberkarbon erfolgt sein, wie dies für andere schlesische Granite gilt.

IV. Das Alter des Gneises

G. Gürich (1917) hielt den Gneis von Gr. Wandriss und den Granit von Striegau für etwa gleichalt und nahm an, „daß der Vergneisungsvorgang der Diatexis, also die Verflüssigung zu granitischem Magma, vorausging und daß der Endzustand des Gneises gleichzeitig eintrat mit der Erstarrung des Granits."

Ganz abgesehen von dieser Vorstellung über die Bildung des Gneises kann auch die von Gürich aus den Analysen gezogene Folgerung gleichen Alters nicht als Beweis gelten. Der Gneis von Gr. Wandriss ist z. B. kalireicher und weist einen höheren SiO_2-Gehalt auf.

	si	al	fm	c	alk	k	mg	Gestein	Fundort
1.	481	45,6	11,4	3,8	39,1	0,55	0,31	Granit-gneis	Gr. Wandriss
2.	373	40,0	16,6	9,5	33,8	0,43	0,35	Granit	Striegau

Schriften: von zur Mühlen 1926, S. 271. Tröger 1930.

Zudem ist ja auch die Struktur so verschieden, daß an eine unmittelbare Zusammengehörigkeit beider Granite kaum gedacht werden kann. Zwischen den Intrusionen dieser beiden Plutone liegt vielmehr ein größerer zeitlicher Abstand. Es wurde bereits angedeutet, daß der Gneis von Gr. Wandriss ein kaledonisches Massiv sein dürfte (im Gegensatz zu E. Tröger 1930,

welcher es als ein variskisches Massiv ansieht). Sein unmittelbares Alter ist allerdings nicht zu bestimmen, da Gerölle des Gneises in anderen Gesteinen bisher nicht gefunden worden sind und auch sonst sich Anhaltspunkte nicht ergeben haben. Sicherlich ist er aber dem Iser-Riesengebirgsgneis und den Gneisen des östlichen Riesengebirges zeitlich an die Seite zu stellen, die — soviel steht allerdings nur fest — vorkulmischen Alters sind, wie sich aus Gerölluntersuchungen im Kulm ergeben hat.

D. Bemerkungen zur geologischen Entwicklung des Schiefergebietes bis zur Gegenwart

1. Die Quarzgänge. Zahlreiche Quarz- und Quarzfeldspatgänge setzen im Schiefergebiet und im Gneis auf, die zum größten Teil auf den Granit von Striegau-Zobten zurückzuführen sind. Quarzgangbildung fand sowohl im Anschluß an die Bildung des Gneismassivs als auch an die des Striegau-Zobtener Granitmassivs statt. Die verschiedenaltrigen Gänge zu unterscheiden, ist sehr schwierig. Die im Gneis aufsetzenden und ihm offenbar zugeordneten Gänge streichen durchwegs NO—SW (zwischen 25 und 55°), wobei nur selten Abweichungen festgestellt werden konnten. Ihre Mächtigkeit ist gering, 0,05—0,15 m, nur an einer Stelle wurden größere Gänge beobachtet (Reichsautobahn): 3,50 m, 1,50 m, 0,40 m. Dieser Quarz erscheint ziemlich dicht, grau und führt viel Pyrit, mit dem vielfach auch das angrenzende Gestein imprägniert ist. Dagegen haben die großen jüngeren Gänge sämtlich, auch dort, wo sie in Gneis aufsetzen, ein einheitlich nordwestliches Streichen. Diese jüngeren Quarzgänge sind durch von zur Mühlen beschrieben worden. Sie häufen sich etwas in der Nähe des Gneismassivs. Hier setzt z. B. der 1 km lange Tentscheler Gang auf, die Gänge von Eisendorf, vom Steinberg bei Jahnsfeld, bei Merzdorf und am Hedwigstein südlich Gr. Wandriss. Aber auch in der weiteren Umgebung streichen zahlreiche Gänge aus: östlich Gr. Beckern (Bl. Kunitz), bei Koischwitz, ganz abgesehen von denen in der Nähe des Granitmassivs selbst, wie Järischau, „Weiße Kühe" am Zobten usw. Auffallend ist die große Mächtigkeit dieser Gänge. Der Quarz in ihnen ist milchigweiß, bisweilen zellig-drusig, die Hohlräume und Risse sind mit Brauneisenüberzügen versehen. Es sind durchwegs Quarzfeldspatgänge. Außer diesen Gängen findet man zahlreiche Quarzknauern und schmale Gänge in den Schiefern des ganzen Gebietes. Der auch hier mit ihnen vergesellschaftete Feldspat, wohl meist albitisch, ist vielfach kaolinisiert. Im Jenkauer Steinbruch wurde auch etwas Graphit vorgefunden. Da diese Gänge durch die Schieferung setzen, müssen sie als jünger angesehen werden als diese, und da der Gneis von Gr. Wandriss selbst geschiefert ist, müssen demnach diese Quarzgänge dem jüngeren Granit zugeschrieben werden. Dabei muß aber erwähnt werden, daß Gänge und Knauern doch gewissen Pressungen noch ausgesetzt waren. Auch die oben erwähnte Mylonitisierung des Granits östlich Ströbel oder jene am Raabenberge deutet ja darauf hin, daß noch spätere Bewegungen und Deformationen erfolgt sind.

2. In der Folgezeit fanden während des gesamten Zeitraums vom Perm bis zum Tertiär magmatische Vorgänge in der Vorlandscholle nicht statt, ein Gegensatz, der das Vorland von der Gebirgsscholle selbst deutlich ab-

hebt. Erst im Tertiär treten basaltische Magmen wieder zu beiden Seiten des Sudetenrandbruches aus, so im Schiefergebiet des Vorlandes z. B. bei Pohlwitz, am Steinberg, Spitzberg und Roten Berg bei Nikolstadt oder bei Liebenau. Durch den Sudetenrandbruch wurden auch die Schiefer des Vorlandes von denen des Bober-Katzbach-Gebirges getrennt. In seiner heutigen Ausprägung jungtertiären Alters ist der Randbruch doch bekanntermaßen eine älter angelegte und funktionierende Grenzlinie. Noch in der oberen Kreide war ja das Verhältnis von Vorlandscholle zu Gebirgsscholle umgekehrt wie heute. Erst mit dem beginnenden Tertiär tauschte das heutige Vorland seine Rolle eines Gebietes weitreichender Abtragung und intensiver, z. T. recht tiefgründiger Verwitterung mit der eines Sedimentationsraumes. Miozäne Braunkohlen, miozäne und pliozäne Tone, Sande und Schotter bilden das unmittelbare Hangende der alten Schiefer. Wieweit hier ältere Schichtgruppen vorhanden gewesen sind, läßt sich heute nicht mehr sagen, da die Abtragung und Verwitterung bis auf das Gneismassiv heruntergegriffen hat, wie entsprechende Beobachtungen zeigen.[6])

Auf die Frage nach der Mächtigkeit der im Vorlande abgetragenen Massen kann man keine zutreffende Antwort geben, da man hier keinerlei Anhaltspunkte hat. Es ließe sich dies vielleicht nur im Zusammenhang mit den Verhältnissen im Bober-Katzbach-Gebirge beurteilen, doch ist dies zur Zeit noch nicht möglich. Neuere Gesichtspunkte zu dieser Frage brachte F. Berger (1937), doch genügen auch diese noch nicht zur restlosen Klärung der Dinge. Die Frage des Abtragungsniveaus ist wichtig hinsichtlich der von H. Cloos (1922) zuerst erwähnten und von W. E. Petrascheck diskutierten Tatsache, daß im Vorland jegliche Erzgänge (und basische Ganggesteine) fehlen. Petrascheck (1933, S. 51) nimmt nämlich an, daß die Abtragung „wohl bereits unter das Niveau der sich gewöhnlich im Dach der Intrusivkörper befindenden Lagerstätten eingegriffen hat“ und glaubt nicht an eine primäre Metallarmut der Vorlandsgranite. Dagegen hat sich H. Cloos gegen eine so tief reichende Abtragung, die sogar diese Wurzeln erfaßt hätte, ausgesprochen und weist auf das dachnahe Aufschlußniveau des Striegauer Granitmassivs hin (Schollen!). Immerhin ist es auffällig, daß nicht, ähnlich wie am Süd- und Ostrand des Riesengebirges, auch beim Striegau-Zobtener Massiv Lagerstätten in analoger Position vorkommen; wobei es gleich bliebe, ob man die „Quellspalte“ des Intrusivkörpers am Zobten (wie H. Cloos) oder parallel dem Sudetenrandbruch (wie von zur Mühlen) annimmt.

Im Zusammenhang mit der Lagerstättenfrage mag erwähnt werden, daß im frühen Mittelalter einmal bei Gr. Wandriss und zwischen Nikolstadt und Wahlstatt gelegene Goldseifen abgebaut worden sind, wofür Haldenfelder im Eichbusch und am Kiefernbusch westlich Nikolstadt, sowie westlich Gr. Wandriss zeugen. Der Anfang des Bergbaus wird in das Jahr 1345 gesetzt, begann aber wahrscheinlich schon 1342, da bereits 1345 durch Privileg Niclasdorf-Nikolstadt zu Stadtrecht aus-

6) So waren zeitweilig beim Bau der Reichsautobahn an der Überführung der Straße Nikolstadt—Tentschel unter etwa 2 m Diluvium graue bis hellrote Partien zersetzten Gneises aufgeschlossen. G. Berg (1936), der diesen Aufschluß ebenfalls erwähnt, möchte für die Kaolinisierung ein wahrscheinlich präbasaltisches (voroberoligozänes) Alter annehmen.

gesetzt wurde. Der Abbau bei Nikolstadt wurde nach etwa 30 Jahren wegen Wasserschwierigkeiten bereits wieder eingestellt. Später wurden (1781 und 1842—1845) erneut Versuche zur Wiederbelebung dieses Bergbaues gemacht, aber sie blieben ebenso wie die neueren Schürfarbeiten im Jahre 1924 ohne besonderen Erfolg. Dechen (1830), Roth (1867) sowie A. Zöller und E. Heuseler (1926) haben darüber berichtet.

E. Zusammenfassung

1. Die Schiefer des subsudetischen Schiefergebirges wurden in stratigraphischer und regionalgeologischer Hinsicht untersucht. Es ergab sich gegenüber älteren Darstellungen eine Gliederung in eine wahrscheinlich kambrische Eruptivstufe mit Diabasen und Quarzkeratophyr, eine ordovizische Schiefer-Quarzit-Folge im südlichen Teil des Schiefergebirges, der eine faziell anders geartete Grauwacken-Tonschieferfolge im nördlichen Teil entspricht. Das Normalprofil schließt mit gotlandischen Kieselschiefern und Diabasen ab.

2. Es werden Beziehungen zu den Grauwackenvorkommen des westlichen Bober-Katzbach-Gebirges festgestellt und für diese die Möglichkeit einer gleichen stratigraphischen Stellung angenommen.

3. Ein Vorkommen von Phosphoritkonkretionen im ordovizischen Quarzit des Domsberges (Bl. Kuhnern) wird bekannt gemacht.

4. Die Kenntnis der tektonischen Verhältnisse des subsudetischen Schiefergebirges wird durch neue Beobachtungen ergänzt.

5. Ferner wird eine neue zusammenfassende Beschreibung des Gneises von Gr. Wandriss gegeben. Dieses Gneismassiv wird mit den alten Gneisen des Iser-Riesen-Gebirges verglichen. Es wird angenommen, daß es sich um ein spättektonisches Massiv im Rahmen der jungkaledonischen Gebirgsbildung handelt.

F. Schriften

Ahrens, W.: Gefüge und Entstehungsgeschichte der Gneisgranite des Isergebirges. — Mitt. Gesteins-, Erz- usw. Untersuch. preuß. geol. L.-A., **2**, S. 1—23. Berlin 1925—1926.

Andrée, K.: Über Sedimentbildung am Meeresboden. 1. Fortsetzung. — Geol. Rdsch., **8**, S. 36—79. Leipzig 1917.

Balk, R.: Structural and petrologic studies in Dutchess County, New York. P. I. Geologic structure of sedimentary rocks. — Bull. geol. Soc. Amer., **47**, S. 685—774, 21 Taf., 38 Abb. New York 1936.

Becke, F.: Zur Physiographie der Gemengteile der krystallinen Schiefer. — Denkschr. math.-naturwiss. Kl. k. Akad. Wiss., **75**, I. Halbbd., S. 97—151, 2 Taf., 19 Abb. Wien 1913.

Bederke, E.: Das Devon in Schlesien und das Alter der Sudetenfaltung. — Fortschr. Geol. u. Paläontol., H. 7. Berlin 1924.

— : Probleme der Sudetengeologie. — Jber. schles. Ges. vaterl. Cult., **105**, 1932, S. 191—193. Breslau 1933.

— : Sudetenrand und Eulengneisproblem. — Festschr. 60. Geburtstag von M. Friederichsen. „Vom deutschen Osten". Breslau 1934.

Berg, G.: Die Rolle des Phosphors im Mineralreich. — Arch. Lagerst.-Forsch., **28.** Berlin 1922.

— : Die „Oberlausitzer Grauwackenformation". — Z. deutsch. geol. Ges., **87**, S. 695—701. Berlin 1935.

— : Geologie der Gegend von Bunzlau und Liegnitz. — Jb. preuß. geol. L.-A. f. 1935, **56**, S. 1—25, 2 Taf. Berlin 1936.

Berger, F.: Beiträge zur saxonischen Entwicklungsgeschichte Schlesiens. — N. Jb. Min., Beil.-Bd. **77**, B, S. 224—267, 3 Abb., 4 Tab. Stuttgart 1937.

Bracht, W.: Tektonische Untersuchungen im nordsudetischen Schiefergebirge der Vorlandscholle. — Unveröff. Diss. Breslau 1926.

Cloos, H. & Martin, H.: Der Gang einer Falte. — Fortschr. Geol. u. Paläontol., **11**, Deecke-Festschr., S. 74—88, 2 Abb., 1 K. Berlin 1932.

— : Geologie der Schollen in schlesischen Tiefengesteinen. — Abh. preuß. geol. L.-A., N. F., **81.** Berlin 1920.

Cloos, H.: Der Gebirgsbau Schlesiens und die Stellung seiner Bodenschätze. — Berlin 1922.

— : Das Batholithenproblem. — Fortschr. Geol. u. Paläontol., H. 1. Berlin 1923.

Dahlgrün, F.: Zur Altersdeutung des Vordevons im westsudetischen Schiefergebirge. — Z. deutsch. geol. Ges., **86**, S. 385—392. Berlin 1934.

Dale, T. N.: The slate belt of eastern New York and western Vermont. — U. S. geol. Surv., 19th Ann. Rep., P 3, S. 209. Washington 1899.

Fabian, H. J.: Vom stratigraphischen Wert petrographischer Vergleiche bei Kieselgesteinen. — Zbl. Min. usw., Jg. 1938, B, S. 299—304. Stuttgart 1938.

Fischer, G.: Zum Problem der Schieferung. — Cbl. Min. usw., Jg. 1929, B, S. 474 bis 484, 5 Abb. Stuttgart 1929.

Gürich, G.: Beiträge zur Kenntnis der Niederschlesischen Tonschieferformation. — Z. deutsch. geol. Ges., **34**, S. 691. Berlin 1882.

— : Erläuterungen zu der Geologischen Übersichtskarte von Schlesien. — Breslau 1890.

— : Untersilur bei Jauer in Schlesien. — Jb. preuß. geol. L.-A. f. 1906, **27**, S. 447—454, 8 Abb. Berlin 1909.

— : Zur Geologie der Striegauer und Jenkauer Berge. — Jb. preuß. geol. L.-A. f. 1915, **36**, II, S. 611—616. Berlin 1917.

— : Graptolithenschiefer von Alt-Jauer. — Jb. preuß. geol. L.-A. f. 1916, **37**, I, S. 358. Berlin 1918.

Kozłowski, R.: Fosforyty w utworach kambryjskich Sandomierza. (Phosphorites cambriens de Sandomierz.) — Spraw. polsk. Inst. geol., **6**, S. 752—756, 1 Taf. Warschau 1931.

Leith, C. K.: Structural Geology. — New York 1923.

von zur Mühlen, L.: Aufnahmebericht von Blatt Ingramsdorf. — Jb. preuß. geol. L.-A. f. 1920, **41**, II, S. CLXXX—CLXXXV. Berlin 1922.

— : Über die Quarzgänge zwischen Zobten und Striegau in Schlesien. — Z deutsch. geol. Ges., **74**, 1922, Mber. S. *77—89*. Berlin 1923.

— : „Batholithen-Problem" und Striegau-Zobtener Granitmassiv. — Jb. preuß. geol. L.-A. f. 1925, **46**, S. 360—368. Berlin 1926. [1926 a].

— : Die geologische Stellung des vorsudetischen Schiefergebirges und seine Beziehungen zu den Granitmassiven. — Jb. preuß. geol. L.-A. f. 1926, **47**, S. 221—287. Berlin 1926. [1926 b].

Petraschecк, W. E.: Die Erzlagerstätten des Schlesischen Gebirges. — Arch. Lagerst.-Forsch., **59**, 4 Taf., 10 Abb. Berlin 1933.

Pietzsch, K.: Das Schiefergebirge am Nordrand des Lausitzer Granitmassivs im Vergleich mit der stratigraphischen Entwicklung des Paläozoikums der benachbarten Gebiete. — Ber. math.-phys. Kl. sächs. Akad. Wiss. Leipzig, **90**, S. 3—24, 1 K. 1938.

Rüger, L.: Schieferung und tektonisches Streichen. — Beitr. Geol. Thür., **4**, S. 198—206. Jena 1937.

Sander, B. (mit einem Beitrag von Pernt, M.): Zur petrographisch-tektonischen Analyse. — Jb. geol. Bundesanst., **73**, 1923, S. 183—253. Wien 1923.

Scheumann, K. H.: Die Gesteins- und mineralfazielle Stellung der Metakieselschiefer-Gruppe der südlichen Randzone des Sächsischen Granulitgebirges. — Abh. math.-phys. Kl. sächs. Akad. Wiss. Leipzig, **39**, 3, S. 7—47, 20 Abb. Leipzig 1925.

Schmidt, W.: Mechanische Probleme der Gebirgsbildung. — Mitt. geol. Ges. Wien, **8**, S. 62—115. Wien 1915.

Scholtz, H.: Das varistische Bewegungsbild, entwickelt aus der Inneren Tektonik eines Profils von der Böhm. Masse bis zum Massiv von Brabant. — Fortschr. Geol. u. Paläontol., **8**, H. 25, 8 Taf., 31 Abb. Berlin 1930.

Schwarzbach, M.: Beiträge zur Geologie des Bober-Katzbach-Gebirges. II. — Cbl. Min. usw., Jg. 1935, B, S. 273—289. Stuttgart 1935.

— : Beiträge zur Geologie des Bober-Katzbach-Gebirges. III. — Zbl. Min. usw., Jg. 1936, B, S. 118—119. Stuttgart 1936.

— : Oberlausitzer Schiefergebirge und Bober-Katzbach-Gebirge — ein stratigraphisch-tektonischer Vergleich. — Abh. naturf. Ges. Görlitz, **32**, S. 31 bis 63, 4 Taf. Görlitz 1936.

— : Der geologische Bau des Erzbezirks von Kolbnitz—Herrmannsdorf (Bober-Katzbach-Gebirge). — Zbl. Min. usw., Jg. 1938, B, S. 65—75. Stuttgart 1938.

Tröger, E.: Chemismus und provinziale Verhältnisse der variskischen Gesteine Mitteldeutschlands. — N. Jb. Min. usw., **60**. Beil.-Bd., A, S. 1—110. Stuttgart 1930.

Wawryk, W.: Wyniki mikroskopowo-chemicznej analizy fosforytów kambryjskich z okolic Sandomierza. (Ergebnisse der mikroskopisch-chemischen Analyse der kambrischen Phosphorite aus der Umgebung von Sandomierz.) — Rocznik polsk. Tow. Geol., **8**, 1932, S. 266—272. Kraków 1932.

Zöller, A. & Heuseler, E.: Die Goldquarzgänge und Goldseifen zwischen Großwandriss und Wahlstatt in Niederschlesien. — Glückauf, **62**, S. 1585—1588. Essen 1926.

Geologische Karten

von zur Mühlen, Leo: Erläuterungen zur geologischen Karte von Preußen usw. i. M. 1:25 000, Lieferung 222, Bl. Striegau (2951), Bl. Ingramsdorf (2952), Bl. Mörschelwitz (2953). — Berlin 1925.

Roth, J. (zusammen mit Rose, G., Beyrich & Runge): Geognostische Karte von dem Niederschlesischen Gebirge und den umliegenden Gebieten 1:100 000. — 396 S. Erl. Berlin 1867.

Tietze, O.: Erläuterungen zur geologischen Karte von Preußen usw. i. M. 1:25 000, Lieferung 222, Bl. Kunitz (2762), Bl. Wahlstatt (2823). — Berlin 1925.

Urschrift eingegangen am 31. Oktober 1938

Druckauftrag erteilt am 12. Juli 1939

Lebenslauf

Am 6. Mai 1913 wurde ich als Sohn des Volksschullehrers Albert Fabian und seiner Ehefrau Elfriede, geb. Kern, in Breslau geboren. Ich besuchte drei Jahre lang die Vorschule und von Ostern 1922 ab das Gymnasium zu St. Elisabeth in Breslau, an dem ich Ostern 1931 das Reifezeugnis erhielt. Vom Sommersemester 1931 ab studierte ich an der Universität Breslau Naturwissenschaften, ging mit dem Wintersemester 1933—34 für vier Semester nach Prag an die dortige deutsche und die tschechische Karls-Universität und kehrte darauf nach Breslau zurück, wo ich mich mit Ende des Sommersemesters 1937 zur Ablegung der Doktor-Prüfung meldete. Meine Hochschullehrer waren u. a. die Herren Professoren E. Bederke, K. Spangenberg, W. Goetsch, P. Buchner, K. Rode, M. Friederichsen, L. Mintrop, in Prag E. Spengler, R. Kettner. Vom 1. Dezember 1936 ab war ich als apl. Assistent am Geologischen Institut der Universität und der T. H. in Breslau angestellt.

Im Mai 1932 trat ich dem NSD Studentenbund bei, später der SS und der NSDAP. Während meiner Studienzeit versah ich mehrfach Ämter und Aufträge in der Breslauer Studentenführung und im Außenamt der Reichsführung der Deutschen Studentenschaft, sowie in der akademischen Auslandsarbeit.

Hans-Joachim Fabian